

## 2 次元 AL 法による堆積盆地の地震動解析

{ 大 堀 道 広 \*  
  | 南 忠 夫

(平成 2 年 8 月 14 日受理)

### 要 旨

本論文は、実際の堆積盆地を念頭に置いて、その地震動特性の基本的な性質を調べるために、2 次元 AL 法による解析的検討を行ったものである。まず、盆地の形状、沖積層と基盤層の物性のコントラスト、沖積層の減衰性および入射角などが堆積盆地の地震動特性にどのような影響を与えるのかについて調べるために、系統だったパラメトリック・スタディを行っている。次に、比較的薄い堆積盆地においては、直達波の到着後に傾斜境界で生成される表面波が伝播することに着目し、この表面波の性質について検討している。最後に、東京都区部に見られる典型的な冲積谷を対象として、地盤の不整形性が地震動にどの程度影響を与えるかについて考察を行っている。

### 1. 序 文

崖地形や冲積谷のような地表面や基盤面に不整形性（もしくは不規則性）を有する地盤は“不整形地盤”と総称されているが、このような地盤においては地震動の增幅特性が非常に複雑であることが、過去の被害地震（例えば、1976 年フリオリ地震や 1985 年メキシコ地震など）における被害分布や地震観測により指摘されている。不整形地盤に関する理論的な研究は、1970 年代初頭より今日に至るまで非常に多くの研究例が示されている。その中で、特に堆積盆地（あるいは冲積谷）を取り扱った初期の代表的な研究では（例えば、Trifunac, 1971; Wong & Trifunac, 1974; Sánchez-Sesma & Esquivel, 1979; Dravinski, 1980 など）、周波数応答の計算にとどまっていたため、堆積盆地の地震動特性が、盆地の形状、媒質の物性値、入射角などの各種パラメータにたいへん敏感であることや、1 次元波動論による結果とは大いに異なるものであることなどを強調しているものの、その基本的な性質を十分に説明するには至らなかった。

その後 Bard and Bouchon (1980a, 1980b) は、Aki and Larner (1970) によって定式化された波数離散化型の解法（この手法を以後“AL 法”と呼ぶ）を用いて、平面波入射を受ける堆積盆地の地表動の時刻歴波形を計算し、盆地端部の傾斜境界において表面波が生成されることや、これが盆地内を幾度も行き交うために継続時間が非常に長くなることや、表面波の振幅が直達波のそれを上回る場合があることなどを示した。しかし、減衰を無視したコントラストの大きいモデルを設定しており、より詳細な検討の余地が残されている。

\* 現住所：（株）大林組技術研究所

さらに Bard and Bouchon (1985) は、同様の手法を用いて堆積盆地の 2 次元共振問題を取り扱っている。そして、盆地の幅を  $2R$ 、最大深さを  $H$  とすれば、コサイン型の堆積盆地の地震動特性は、その形状比  $H/2R$  に依存し、

- 1)  $H/2R$  が小さい場合には、1 次元的な増幅特性に加えて傾斜境界から生成される表面波の伝播する現象として捉えられること。
  - 2)  $H/2R$  が大きい場合には、盆地全体として挙動し、2 次元共振が生じること。
- などを指摘している。また、2 次元共振が生じる  $H/2R$  の臨界点は、媒質間のコントラスト（インピーダンス比）に依存し、コントラストが大きくなるにつれて、 $H/2R$  が小さい場合にも 2 次元共振が生じるようになるが、その下限は SH 波入射では 0.15~0.18 付近、SV 波では 0.1~0.15 付近、P 波では 0.25~0.3 付近であると述べている。

ところで、実際の堆積盆地では、形状比  $H/2R$  はどのようなものだろうか？ 例えば、メキシコ盆地では、水平方向に 10 km 以上の広がりを持つのに対して、堆積層の厚さは、表層の軟弱層部分で 60~70 m 程度 ( $H/2R \leq 0.01$ ) であるし、その下の第 4 級の沖積層部分でも 600 m 程度 ( $H/2R \leq 0.1$ ) である。また、京都盆地や小田原平野でも  $H/2R$  が 0.1 以下であるし、形状比が大きくなりがちな造成地の埋め土地盤（例えば多摩ニュータウンや仙台市縁が丘など）においても 0.15 以下の場合が多く、大きくても  $H/2R$  が 0.3 を越える例はまず見あたらない。また、実際の堆積盆地では、沖積層と基盤層のインピーダンス比は、1:2~1:6 程度の場合が多く、盆地全体として共振現象が生じることは一般的であるとは言えないだろう。

以上より、既往の研究においては、現実的な解析条件下における詳細な検討が不十分であると言えよう。そこで、本論文では、構造物の入力地震動を意識し、実際の堆積盆地を念頭に置いた解析条件を設定した上で、2 次元 AL 法を用いて、堆積盆地における地震動特性の基本的な性質について解析的検討を行っている。まず、盆地の形状、物性値のコントラスト、沖積層の減衰性および入射角などが堆積盆地の地震動特性にどのような影響を与えるのかについて、系統だったパラメトリック・スタディを行っている。次に、比較的薄い堆積盆地においては、傾斜境界で表面波が生成されることに着目し、盆地内を伝播する表面波の伝播速度、直達波との振幅の比較、振幅の周期依存性などについて検討している。最後に、東京都区部のローム層の間に見られる典型的な沖積谷を対象として、地盤の不整形性がどのように現れるのかについて考察を行っている。

## 2. AL 法について

AL 法の定式化は、その原著である Aki and Larner (1970) を始め、入倉 (1977)、Koketsu (1987)、堀家 (1987) などに詳細に示されているので、これらを参考にして、ここでは 2 次元 SH 波問題の解法について簡潔に記述する。さらに、AL 法の解析手法としての妥当性と作成したプログラムの信頼性を検証するために、他の研究者が AL 法以外の手法を用いて解析した結果との比較を行う。

### 2-1. 2 次元 SH 波問題の定式化

#### (a) 変位の表現式

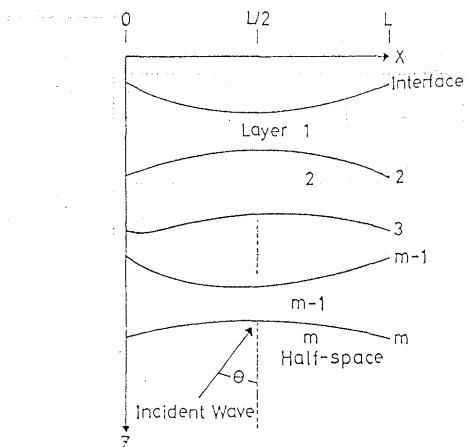


Fig. 1. Multi-layered ground structure with interfaces having smooth curvatures (after Horike, 1987).

Fig. 1 に示すようになめらかな境界を持つ  $m$  層の地下構造に、平面 SH 波が入射する場合を考える。そして各層における変位を、次式のように平面波の重ね合わせで表す。  
一般層（第  $i$  層）では、

$$U_i = \int_{-\infty}^{+\infty} \{A_i(K)e^{+j\nu_i Z} + B_i(K)e^{-j\nu_i Z}\} e^{+jkX} dK \quad (1)$$

最下層（第  $m$  層）では、

$$U_m = \int_{-\infty}^{+\infty} A_m(K)e^{+j\nu_m Z} e^{+jkX} dK + e^{-j\nu_0 Z} e^{+jk_0 X} \quad (2)$$

ここで、 $A_i(K)$ ,  $B_i(K)$  は、媒質  $i$  の中を進む散乱波動のうち、水平方向の波数が  $K$  で、 $Z$  軸に対してそれぞれ + 方向、- 方向に向かう成分に対する未知関数（散乱係数）を示している。式(2)における第 2 項（\_\_\_\_\_部分）は入射波に関する項を示す。そして、 $\nu_i$  は第  $i$  層における上下方向の波数を示し、 $K_0$ ,  $\nu_0$  の添字  $(0)$  は最下層における入射波の波数であることを示す。これらは次式で表される。

$$\begin{cases} K_0 = \omega \sin \theta / \beta_m \\ \nu_0 = \sqrt{(\omega / \beta_m)^2 - K_0^2} = \omega \cos \theta / \beta_m \\ \nu_i = \sqrt{(\omega / \beta_i)^2 - K^2} \end{cases} \quad (3)$$

なお、特定に周波数についての定常状態を取り扱うため、時間に関する変化を表す  $\exp(-j\omega t)$  は省略する。

ここで、 $\omega$ ,  $\theta$ ,  $\beta_i$  は、それぞれ順に、角周波数、入射角、第  $i$  層の S 波速度を表す。

(b) 不整形性の水平方向への周期性の仮定

Fig. 2 に示すように地盤の不整形性が  $X$  方向に周期長さ  $L$  で繰り返されるものと仮定し、水平方向波数  $K$  を離散化する。

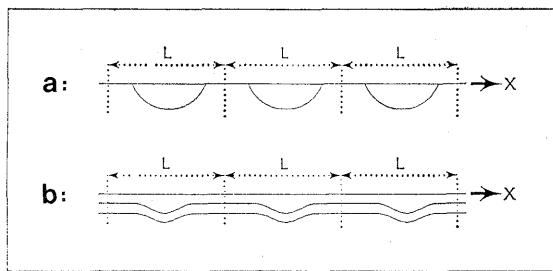


Fig. 2. Assumption of the periodicity of surface or subsurface irregularities for the horizontal direction.

$$\begin{cases} K_n = K_0 + 2\pi/L \times n & (n=0, \pm 1, \pm 2, \dots) \\ \Delta K = 2\pi/L \end{cases} \quad (4)$$

さらに長波長成分、すなわち  $n$  の小さなものから  $\pm N$  で打ち切り、有限個の離散化した水平方向波数で近似すれば、式 (1), (2) は、次式のように表される。

一般層（第  $i$  層）では、

$$U_i = \sum_{n=-N}^{+N} \{A_n^{(i)} e^{j\nu_n^{(i)} Z} + B_n^{(i)} e^{-j\nu_n^{(i)} Z}\} e^{jK_n X} \quad (5)$$

最下層（第  $m$  層）では、

$$U_m = \sum_{n=-N}^{+N} A_n^{(m)} e^{j\nu T_n^{(m)} Z} e^{jK_n X} + e^{-j\nu_0 Z} e^{jK_0 X} \quad (6)$$

ただし、

$$\begin{cases} A_n^{(i)} = A_i(K_n) \Delta K \\ B_n^{(i)} = B_i(K_n) \Delta K \\ \nu_n^{(i)} = \sqrt{(\omega/\beta_i)^2 - K_n^2} \end{cases} \quad (7)$$

さて、変位の表現式 (5), (6) より、境界面における応力  $\tau$  は、次式のように求められる。

$$\tau = \mu_i \cdot \frac{\partial U_i}{\partial n} = \mu_i \left( \frac{\partial U_i}{\partial X} \cdot n_x + \frac{\partial U_i}{\partial Z} \cdot n_z \right) \quad (8)$$

ここで、 $n$  は境界面における法線方向を表すベクトルであり、その成分は  $n = (n_x, n_z)$  である。なお、 $\mu_i$  は第  $i$  層のせん断弾性定数を表す。

### (c) 解法

以上のように、各層の変位および応力を、有限個の離散化された波数に関する級級で表した後に、境界条件を課すことにより、波数に関する積分方程式を導くことができる。そしてこの積分方程式に対して、X 方向へのフーリエ変換を施し、長波長成分についての散乱係数について整理を行えば、最終的に  $(6N+3)$  元の連立方程式を得ることができる。これを解いて得られる散乱係数を式 (5), (6) に代入することにより、与えられた周波数について任意の地点における変位を得ることができる。同様な方法で、周波数を変えながら計算を繰り返せば、伝達関数を得ることができる。従って、時間領域の応答は、入射波の

フーリエ変換を行い、各地点の伝達関数を乗じた上で逆フーリエ変換を行うことにより得られる。以上の解析手順を、Fig. 3 にフローにして示す。なお、X 方向へのフーリエ変換を、FFT により迅速に行うために、周期長さ  $L$  を2の累乗個 ( $N_L$  個) に分割する必要がある。

- 
- (1) Consider multi-layered structures with surface or interface having curvatures due to incident plane wave in the steady state.
- 



- (2) Express the scattering field by superposition of plane waves and represent the displacement in the form of an infinite integral with respect to continuous horizontal wavenumber.
- 



- (3) Assuming the periodicity of irregularities for horizontal direction, discretize continuous horizontal wavenumber.
- 



- (4) Approximate the infinite integral in (2) by a finite sum over discrete horizontal wavenumber.
- 



- (5) Applying the boundary conditions, obtain the boundary continuous equations over respect to horizontal direction.
- 



- (6) Taking the Fourier transform of the equations in (5) in the horizontal direction, obtain  $(6N+3)$  simultaneous linear equations.
- 



- (7) Solving these equations for undetermined coefficients, calculate the displacements at arbitrary positions.
- 



- (8) To obtain time domain responses, repeat the above procedure from step (1) to (7) varying the frequency changing.
- 

Fig. 3. Flow chart of Aki-Larner method (ALM).

## 2-2. 解析上の注意

### (a) 複素周波数の導入

AL 法では、数値解析上の安定のために、複素数の周波数を導入する。これは、媒質に減衰性を持たせることになるが、時間領域応答を計算する際にはその効果を取り除くことができる。具体的には、Bard and Bouchon (1980a, 1980b), Koketsu (1987) に記述されているように、複素円周波数  $\omega$  を、その実部および虚部をそれぞれ  $\omega_R$ ,  $\omega_I$  とし、 $\omega = \omega_R + j\omega_I$  と表す。そして、時刻歴応答を得る際には、入力波形を  $f(t)$  とすれば、これに  $\exp(-j\omega_I t)$  を乗じてフーリエ変換を行い、伝達関数を乗じた上で逆フーリエ変換を行う。さらに得られた時系列に  $\text{ext}(+j\omega_I t)$  を乗じればよい。なお、本論文において、 $\omega_I$  は全体の時系列の長さを  $T$  とすれば、 $\omega_I = \pi/T = \pi A f$  とする。

### (b) 水平方向離散化波数

水平方向離散化波数の打ち切り個数は、式(5), (6) に示すように、入射波の波数を中心として、 $\pm N$  個としている。この  $N$  は、解析する周波数において、最大の水平方向離散化波数が、ラブ波もしくはレーリー波の基本モードの波数よりも大きくなるように定める。具体的には、次式を満たすように定めればよい。

$$N \geq 1.1 L f / \beta_{\min} \quad (9)$$

ここで、 $L$  は地盤の不整形性の周期長さ (Fig. 2) である。また、 $f$  は解析する周波数を表し、 $\beta_{\min}$  は最も柔らかい地盤の  $S$  波速度を表す。実際の解析では、 $N$  が大きくなるにつれて、記憶容量と計算時間が急増するため、 $N$  をできるだけ小さくしたい要求がある。そのためには、上式からわかるように、周期長さ  $L$  を小さくする方法が考えられる。しかし、 $L$  を小さくすると隣の不整形性の影響が大きくなるという問題が生じてしまう。従って、式(9)を満足させるとともに、得られた時刻歴波形より隣の不整形性による影響が許容し得るかどうかを工学的に判断しなければならない。

## 2-3. 解析手法およびプログラムの検証

ここでは、不整形地盤の地震動解析において、AL 法の解析手法としての妥当性と、作成した解析プログラムの信頼性を確認するために、他の研究者が AL 法以外の手法により示した解析結果との比較を行った。

まず、周波数応答の結果についての検証を行う。ここでは、AL 法による SH 波の垂直入射解析を行い、Sánchez-Sesma and Esquivel (1979) が境界積分方程式法 (BIEM) によって解析した結果と比較する。解析モデルは Fig. 4 に示すように幅  $2R$ 、最大深さ  $H$  のコサイン型の沖積谷である。解析では、 $H/2R=0.2, 0.4$  の 2 ケースを考える。解析する周波数は、各ケースとともに  $1.6 f_1 \text{Hz}$  とする ( $f_1$  は 1 次元波動論より求められる盆地中央点の 1 次卓越周波数で、 $f_1 = \beta_1/4H$  となる)。AL 法による解析上のパラメーターとしては、水平方向の周期長さ  $L$ 、FFT に用いる離散化個数  $N_L$ 、離散化波数の打ち切り個数  $N$  などが挙げられる。ここでは、 $L=5.12R$ ,  $N_L=512$ ,  $N=12$  とした。AL 法により得られた周波数応答の結果を、BIEM による結果と合わせて Fig. 5 に示す。横軸には地表面を、縦軸には入射振幅に対する応答倍率を示している。これより、 $H/2R=0.2$  の場合にも  $H/2R=0.4$  の場合にも、両手法による結果が比較的良く一致していることが

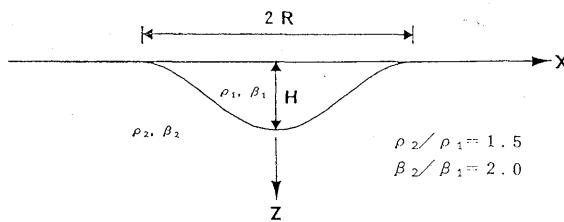


Fig. 4. Analytical model for test of the solution in the frequency domain.

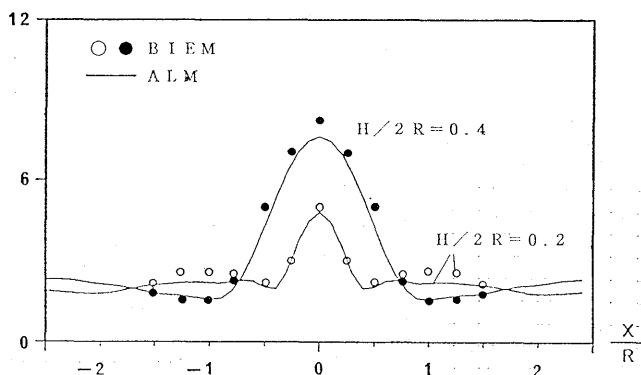
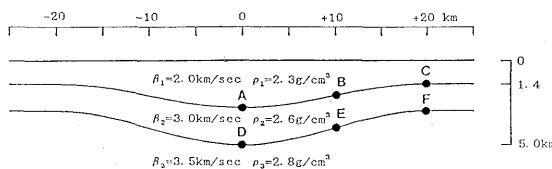
Fig. 5. Responses along the surface in the frequency domain.  
Surface axis is normalized by the half width of the valley R.

Fig. 6. Analytical model for test of the solution in the time domain (after Koketsu, 1987 with slight modification).

わかる。

次に、時刻歴応答の結果についての検証するために、Fig. 6 に示す SH 波の垂直入射を受ける 3 層の地盤モデルについての解析を行い、その時刻歴応答の結果を Koketsu (1987) の Reflectivity 法 (RF 法) による解析結果と比較する。解析上のパラメータとして、 $L=256 \text{ km}$ ,  $N_L=512$ ,  $N=25$  とした。また、解析した周波数範囲は、 $\Delta f=0.05 \text{ Hz}$  として  $f_{\min}=\Delta f \text{ Hz}$  から  $f_{\max}=40 \Delta f \text{ Hz}$  までである。入射波形は、次式で示される時間関数より作成した。

$$f(t)=(1-\cos(2\pi f_0 t))/2\pi f_0 \quad (10)$$

なお、 $f_0=0.5 \text{ Hz}$  とする。Koketsu は、RF 法による解析結果を、無反射境界処理を行

った有限要素法 (FEM) による結果と比較し, RF 法の方が FEM よりも演算時間と精度の両面において優れていることを示している。ここでは AL 法による解析結果を Koketsu が示した結果と合わせて, Fig. 7 に示す。これには、沖積層が最も深くなっている地表点 ( $X=0\text{ km}$ ) から,  $X$  方向に  $2\text{ km}$  ずつ離れた地点の時刻歴応答を示している。これより, AL 法による結果は, RF 法による結果と FEM による結果との中間的な波形を与えていていることがわかる。また, Fig. 6 の A~F の 6 点において各点の上層と下層のそれぞれの変位を, Fig. 8 に示す。これより、境界における変位の連続性は十分満たされていることがわかる。また、応力の連続性も同様に十分満たされており、多層構造においても AL 法が安定した解を与えることがわかる。

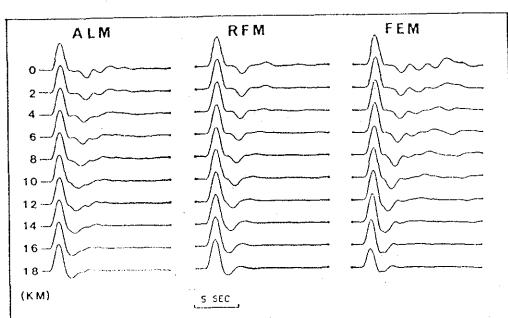


Fig. 7. Responses along the surface in the time domain. The input signal given in Eq. (10) is used and the predominant frequency  $f_0$  is set to  $0.5\text{ Hz}$  (after Koketsu, 1987 with slight modification).

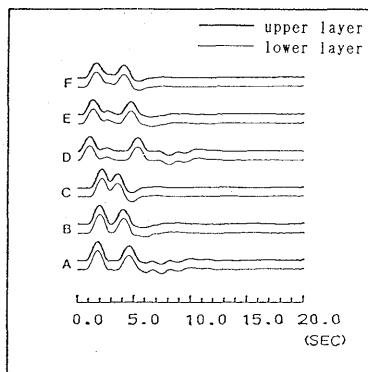


Fig. 8. Responses along the interfaces obtained by ALM. Output points are shown in Fig. 6. The other conditions are the same as in Fig. 7.

以上より、2次元 SH 波解析については、周波数応答においても、時刻歴応答においても、AL 法の妥当性と解析プログラムの信頼性は十分であると考えられる。なお、2次元 P-SV 波解析については、適当な既往の解析例が見当たらなかったのでここでは示さないが、Bard and Bouchon (1980b) が示した AL 法による堆積盆地の解析結果とは、完全に一致した結果が得られた。また、境界条件も、Fig. 8 に示す SH 波解析の場合と同様に十分満たされていることを確認している。

### 3. パラメトリック・スタディ

堆積盆地の地震動特性に影響を与えるパラメータには、1) 盆地の幅に対する深さ(形状比), 2) 盆地の形状, 3) 沖積層と基盤層の物性のコントラスト, 4) 沖積層の減衰性, 5) 入射波の角度などが挙げられる。既往の研究より、堆積盆地の地震動特性が 1)~5) の諸因子に非常に敏感であることが知られている。特に、現実の堆積盆地に比較して形状比の大きな解析モデルについての周波数応答のみによる検討では、地震動特性の基本的な性質

が把握し難い。そこで、ここではパラメータをできるだけ現実的な範囲内で定めて、2次元 AL 法による SH 波解析を行い、時刻歴応答を中心として検討を行っている。

### 3-1. 解析方針

#### (a) 堆積盆地の形状

解析の対象となる堆積盆地の形状は、Fig. 9 に示すような 2 つのタイプの 2 層構造モデルを用いる。モデル A は、堆積層（媒質 1）と基盤層（媒質 2）がコサイン曲線で表される境界を持つ形状である。モデル B では、モデル A の中央部分に水平な部分を持たせた形状である。これらのモデルは、Bard and Bouchon (1980a, 1980b) 以来、堆積盆地の解析的研究では、よく用いられるモデルであるが、本論文でも下記のような理由から使用することにする。

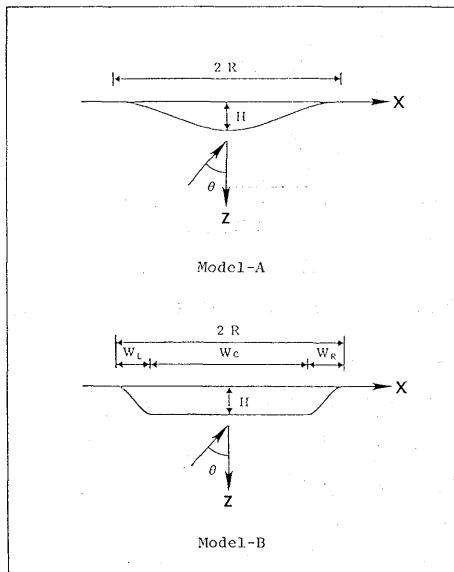


Fig. 9. Analytical model for parametric studies.

#### 1) AL 法を用いる上での制約条件

- ・各媒質の境界が水平方向に対して一価の関数であること。
- ・できるだけなめらかな曲線であること。

#### 2) パラメトリック・スタディを行う上での条件

- ・現実性のある形状であること。
- ・形状を決定するパラメータが少ないとこと。

#### (b) 入射波

平面 SH 波が垂直入射する場合を基本とする。そして入射波形には、Ricker Wavelet を用いる。この波形は、次式のような関数で表される。

$$f(t) = \frac{\sqrt{\pi}}{2} (a - 0.5) e^{-a}, \quad a = \frac{\pi^2 (t - t_s)^2}{t_p^2} \quad (11)$$

ここで、 $t_p$  は中心周期、 $t_s$  は最大振幅の起きる時間を表す。波形は Fig. 10 のような単純な形状をしているが、地震学では地震波を構成する要素波と考えられ、また既往の研究でもサイン波に比べてよく用いられている。本論文でも、波動の伝播の様子がわかりやすくなるので、これを用いることにする。

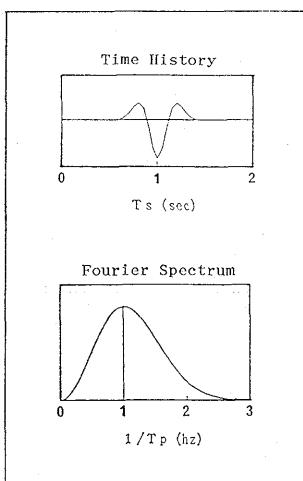


Fig. 10. Ricker wavelet given in Eq. (11).

### (c) パラメータの設定

まず、基本ケースの解析、条件を以下のように定める。

- ・解析モデルにはモデル A を用い、 $H/2R=0.1$  とする。
- ・地盤の物理定数は、インピーダンス比は  $\kappa (= \rho_2 \beta_2 / \rho_1 \beta_1) = 3$  とし、減衰定数は  $h_1 = h_2 = 0\%$  とする。
- ・入射波は平面 SH 波の垂直入射 ( $\theta = 0^\circ$ ) とする。
- ・時刻歴応答を求める際には、Ricker Wavelet を周期  $t_p = T_1 (= 4H/\beta_1)$  として用いる。

ここで、 $\rho_i$ 、 $\beta_i$ 、 $h_i$  は、順に媒質  $i$  における密度、S 波速度および減衰定数を表す。なお、 $T_1$  は、盆地の中央部における 1 次元波動論による 1 次卓越周期を意味する。

そして、この基本ケースを軸として、Table 1 に示すようなメニューでパラメトリック・スタディを行う。なお、パラメータは、同時に 2 つ以上変化させることはせず、いつでも基本ケースを軸として、パラメータを 1 つだけ変えるものとする。また、堆積盆地モデルには、モデル A を用いることを原則するが、平行層部分の長さをパラメータとする場合に限りモデル B を用いることにする。

AL 法による解析上のパラメータは、 $L = 5.12R$ 、 $N_L = 512$  とする。解析する周波数帯域は、 $\Delta f = f_1/16\text{Hz}$  として、 $f_{\min} = \Delta f\text{Hz}$  から  $f_{\max} = 32\Delta f (= 2f_1)\text{Hz}$  までとする。ここで、 $f_1$  は  $T_1$  の逆数で 1 次卓越周波数を意味する。なお、 $N$  については、式 (9) を満足するように、解析する周波数帯域をいくつかに分割して段階的に変化させている。

Table 1. List of parametric studies.

Parameter	Index	Value	Model
Shape Ratio	H/2R	0.025, 0.05, <u>0.1</u> , 0.2	A
Impedance Ratio	$\kappa$	2, <u>3</u> , 4, 5	A
Damping Factor	$h_1$	0%, 2%, 5%	A
Incident Angle	$\theta$	0°, 15°, 30°, 45°	A
Length of Flat Layer	Wc/2R	<u>0</u> , 0.2, 0.4, 0.6	B

\* Underlines show the value of the fundamental case.

### 3-2. 1 次元波動論による結果との比較・検討

パラメトリック・スタディを行う前に、基本ケースについて2次元AL法解析を行い、その結果を周波数応答と時刻歴応答の両面から、1次元解析による結果と比較しておく、ここで1次元解析では、堆積盆地の各地点において、直下構造のみを考慮して、地震動を

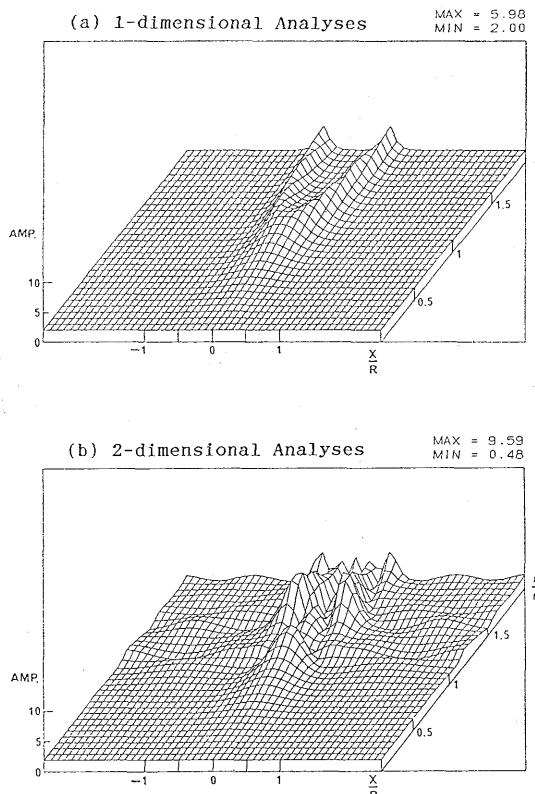


Fig. 11. Amplification factors along the surface for each frequency calculated by (a) Haskell method (1-D analyses) and (b) ALM (2-D analyses). The frequency axis is normalized by  $f_1 (= \beta_1 / 4H)$  and the surface axis is normalized by the half width of the valley  $R$ .

1 次元波動論により計算している。

(a) 周波数応答について

1次元解析および2次元解析による周波数応答の地表面における分布を, Fig. 11 に示す。この図は鳥瞰図のように3次元的な表現を取っているが,  $X$  軸(横方向)は地表面を,  $Y$  軸(奥行き方向)は周波数を, そして  $Z$  軸(縦方向)は入射振幅に対する增幅率を表す。なお, 地表面は盆地の半径  $R$  で, 周波数  $f$  は  $f_1 (= \beta_1/4H)$  で基準化している。

これより, 盆地全体における周波数応答を概観する。1次元解析では次のような特徴が見られる。まず, 盆地内側 ( $X/R = -1.0 \sim +1.0$ )においては, 周波数によらず最大値 6 となり, 沖積層と基盤層とのインピーダンス比 ( $\kappa=3$ ) の2倍となる。ただし, 解析した周波数帯域が  $X/R=0.0$  における1次卓越周波数  $f_1$  の2倍までなので,  $X/R=-1.0 \sim -0.5$  および  $X/R=+0.5 \sim +1.0$  ではまだ卓越周波数に達していない。また, 盆地の外側では周波数に関わらず, 増幅率は 2 となる。一方, 2次元解析では次のような特徴が見られる。まず,  $f/f_1$  が 1.0 を越えると, 非常に増幅パターンが複雑になり, 盆地の内側では, 増幅率が山のように大きくなるピークが 3 地点見られ, 増幅率の最大値も 9.59 を示し 1 次元解析結果による最大値を大きく上回っている。また, 増幅率が谷のように小さくなる地点も見られ, 1 次元解析による結果には見られない激しい変動が見られる。盆地の外側では, 1 次元解析による結果は一定値を示しているが, 2 次元解析による結果には増幅率の変動が見られ, 堆積盆地の地震動特性がその外側にも弱干の影響を与えることを示している。

次に, 特定の地表点における伝達関数を比較する。Fig. 12 には,  $X/R=0.0, \pm 0.2, \pm 0.4, \pm 0.6, \pm 0.8, \pm 1.0$  における伝達関数を示している。なお, 横軸の周波数  $f$  は  $f_1$  で基準化している。

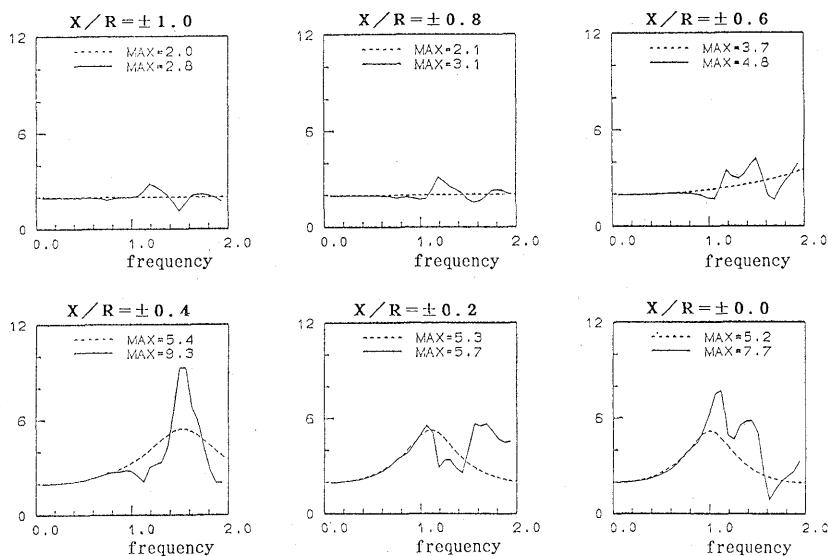


Fig. 12. Transfer functions calculated from 1-D analyses (dashed line) and 2-D analyses (solid line). The frequency axis is normalized by  $f_1 (= \beta_1/4H)$ .

これより、2次元解析結果を1次元解析結果と比較すると、応答の違いは盆地の端部では少ないが、盆地の中央付近に近づくにつれて徐々に大きくなることがわかる。また、1次元解析による伝達関数は周波数に対してなめらかに変化するのに対して、2次元解析による伝達関数は周波数に対して非常に敏感で、極大と極小が頻繁に表れていることがわかる。また、 $X/R = \pm 0.4$ においては、1次元解析、2次元解析のいずれも卓越周波数は $f/f_1 = 1.5$ であるが、ピーク値は2次元解析は1次元解析の1.72倍の値を与えており、 $X/R = 0.0$ では、2次元解析は1次元解析に比べて、卓越周波数で1.1倍、ピーク値で1.48倍の値を与えており、 $X/R = \pm 1.0$ では、2次元解析結果は1次元解析結果と同様に入射波の振幅のはば2倍の增幅率を示すことがわかる。

#### (b) 時刻歴応答について

1次元解析および2次元解析による時刻歴応答の地表面における分布を、Fig. 13に示す。

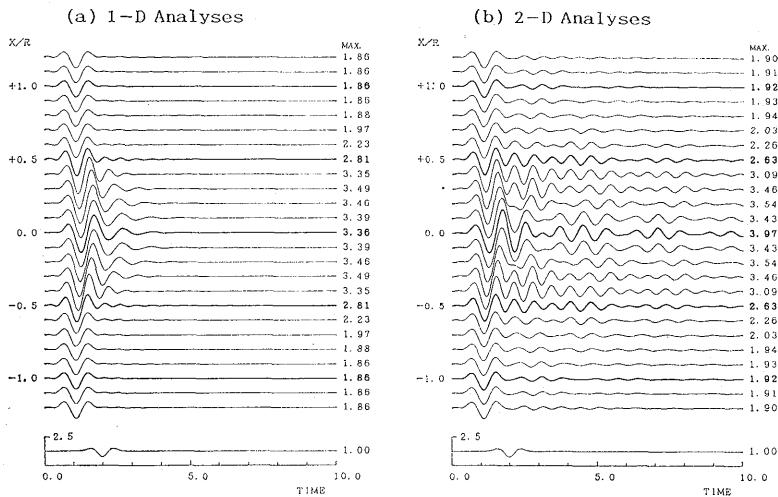


Fig. 13. Responses along the surface in time domain calculated by (a) 1-D analyses and (b) 2-D analyses. The amplitude axis is normalized by the maximum amplitude of the incident signal, which is shown at the bottom.

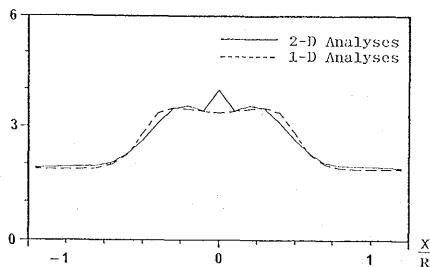


Fig. 14. Maximum amplitude of time responses in Fig. 13. The results obtained from 2-D analyses are compared with those from 1-D analyses.

す。入射波の最大振幅は 1 としている。なお、時間軸は盆地中央点の 1 次元解析による 1 次卓越周期  $T_1 (=1/f_1)$  で基準化している。Fig. 14 には、1 次元解析と 2 次元解析のそれぞれの時刻歴応答における最大振幅の地表分布を示す。

まず、1 次元解析では次のような特徴が見られる。盆地中央を中心とする  $X/R = -0.5 \sim +0.5$  の地点では最大振幅は 2.81～3.49 となり、この地点を離れると急速に振幅は減少し、 $X/R = -1.0 \sim -0.6$  および  $+0.6 \sim +1.0$  の地点では、波形形状や振幅レベルの点で盆地の外側の応答とほとんど変わりがない。また、各地点の最大振幅は  $X/R = \pm 0.2$  において最大となっている。

これに対して 2 次元解析では次のような特徴が見られる。まず、境界に入射した後に直接伝播してきた波動（直達波）に加えて、水平方向に伝播する波動（表面波）が見られる。盆地の内側では、 $X/R = -0.5 \sim +0.5$  において最大振幅は 2.63～3.97 を示す。また、最大振幅は盆地中央点で最も大きく、1 次元解析の同地点の最大振幅の 1.18 倍となっている。これは入射波が境界において屈折し盆地の中央付近に集中するためである。最大振幅の分布を見ても、盆地中央付近では 1 次元解析結果に比べて大きくなっている。また継続時間も 1 次元解析に比べてはるかに長くなっていることがわかる。これは、盆地の中に入射した波動エネルギーが盆地内に閉じこめられるためである。そして、盆地の外側では盆地内を行き交う表面波が透過している様子が見られる。これは、周波数応答において盆地の外側の增幅率が、多少変動することに関連している。なお、Fig. 13(b) の波形後半部には、かなりノイズが含まれている。これは、AL 法が Fig. 2 に示すように、“不整形性が周期長さで水平方向に繰り返す” という仮定を導入しているために、隣の堆積盆地の影響が現れたからである。これを取り除くには、2-2(b) で述べたように  $L$  を十分に大きくするか、媒質に減衰性を与えることが考えられる。しかし、前者の方法は、すぐに数値計算上の問題（記憶容量、演算時間）にかかるてくるし、一方後者の方法は、斜め入射の場合に、入射波の振幅を大きく減衰させてしまう。また、隣からの影響の度合いは、盆地の形状や、物性値によっても大きく異なるようである。そこで、ここでは、時刻歴波形の最大振幅に、これらの影響が寄与していないことから、3-1(c) に示した解析条件に従い、数値計算を行うことにする。

### 3-3. パラメータの影響

#### (a) 形状比の影響

ここでは、形状比  $H/2R$  をパラメータとして、 $H/2R = 0.025, 0.05, 0.1, 0.2$  の 4 ケースについて解析を行う。なお、基本ケースは  $H/2R = 0.1$  の場合である。

時刻歴応答の結果を、Fig. 15 に示す。また、時刻歴応答の最大値の地表分布を Fig. 16 に示す。応答波形については、全体的に  $H/2R$  が大きくなるにつれて、堆積盆地における地表動がより激しくなるという印象を受ける。波形の上では、 $H/2R = 0.025$  の場合には、主要動は Fig. 13 に示した 1 次元解析の結果とほぼ一致しており、特に違いといえば矢印に示すように傾斜境界より生成される表面波が伝播していることである。 $H/2R = 0.05$  の場合には、最大応答の地表分布は  $H/2R = 0.025$  の場合とほとんど違いが見られないものの、 $X/R = -0.5 \sim +0.5$  にかけて、主要動が 5  $T_1$  秒間にわたり激しく励起し

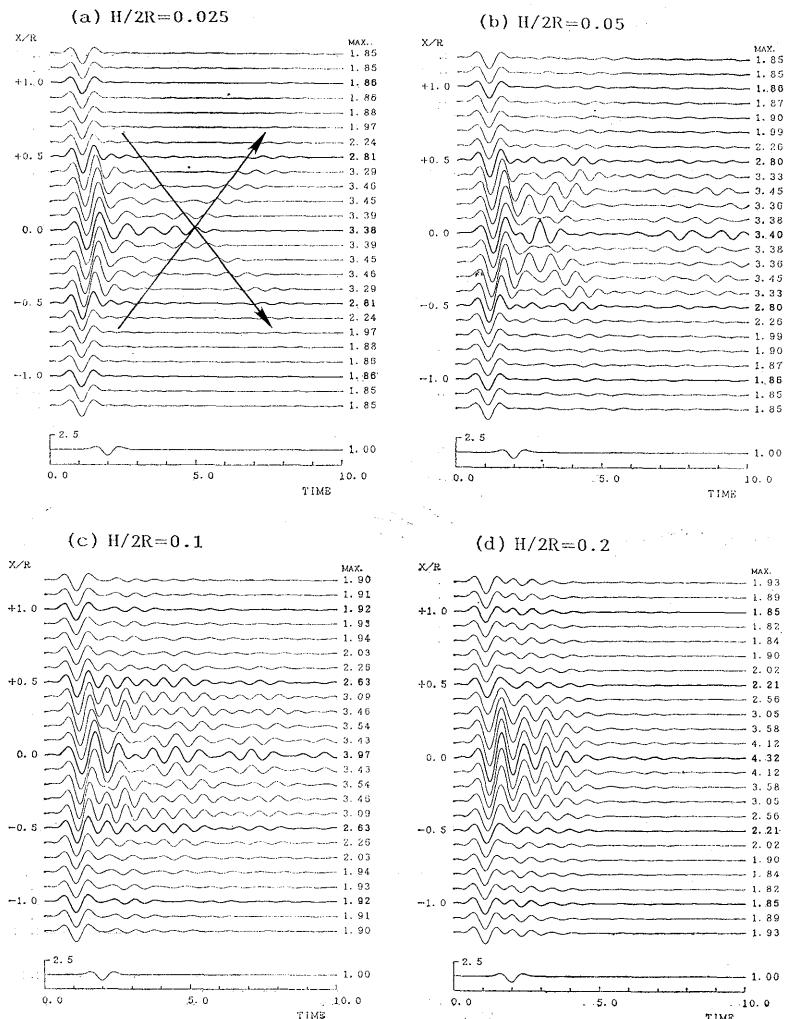


Fig. 15. Responses along the surface in the time domain calculated by ALM. The shape ratio  $H/2R$  is set to (a) 0.025, (b) 0.05, (c) 0.1 and (d) 0.2. The other conditions are the same as in Fig. 13.

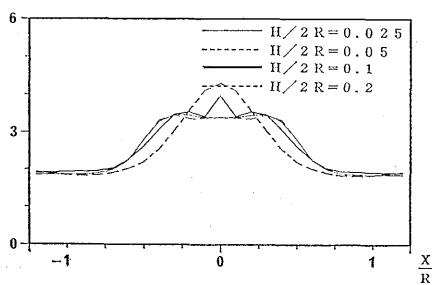


Fig. 16. Maximum amplitude of time responses in Fig. 15. The shape ratio  $H/2R$  is used as a parameter. The other conditions are the same as in Fig. 14.

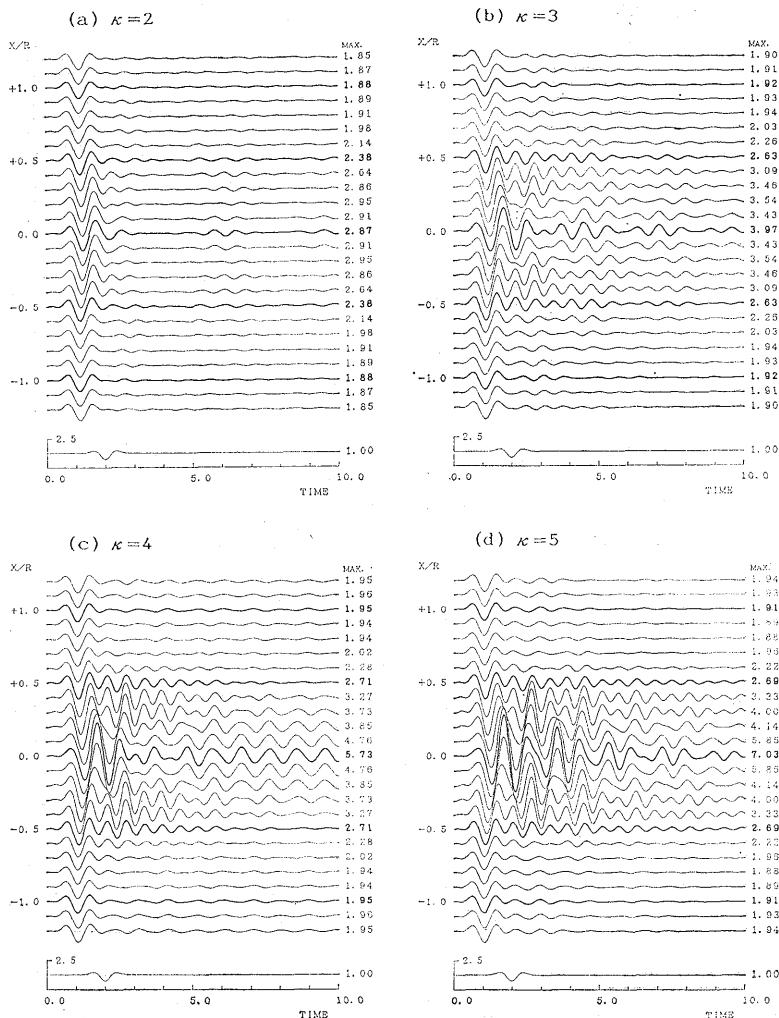


Fig. 17. Responses along the surface in the time domain, calculated by ALM. The impedance ratio  $\kappa (= \rho_2 \beta_2 / \rho_1 \beta_1)$  is set to (a) 2.0, (b) 3.0, (c) 4.0 and (d) 5.0. The other conditions are the same as in Fig. 13.

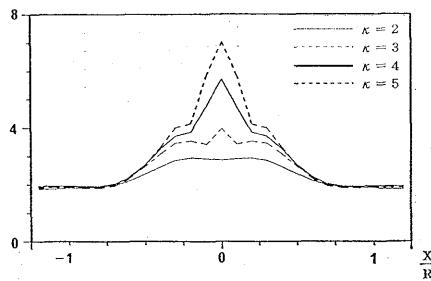


Fig. 18. Maximum amplitude of time responses in Fig. 17. The impedance ratio  $\kappa (= \rho_2 \beta_2 / \rho_1 \beta_1)$  is used as a parameter. The other conditions are the same as in Fig. 14.

ている。さらに、 $H/2R=0.1$  の場合には、継続時間が非常に長くなっていることがわかる。そして、 $H/2R=0.2$  の場合には、 $X/R=-0.5 \sim +0.5$  にかけてほとんど同位相の波形が 5, 6 波続いており、盆地全体が共振的な応答を起こしている。しかし、継続時間は、5  $T_1$  秒程で、 $H/2R=0.1$  の場合に比べて短くなっている。また、最大応答分布より  $H/2R=0.025, 0.05$  の場合には、Fig. 14 に示した 1 次元解析の最大応答分布と同様の性状を示すが、 $H/2R$  が大きくなるにつれて、1 次元解析に比べて最大応答は、盆地中央付近では大きくなり、盆地端部にかけては小さくなっている傾向が見られる。特に、 $H/2R=0.2$  の場合には、盆地中央において 1 次元解析の 1.3 倍程の応答を示し、盆地端部にかけて徐々に応答は減少し、 $X/R=-0.25 \sim +0.25$  の範囲を越えると、盆地端部まで 1 次元解析に比べて小さな応答を示している。これは、 $H/2R$  が大きくなるほど、境界に入射した波動が反射・屈折により盆地中央に集中し、逆に盆地端部には波動が地表点まで到達しなくなるからである。

#### (b) 媒質間のインピーダンス比の影響

ここでは、沖積層に対する基盤層のインピーダンス比  $\kappa (= \rho_2 \beta_2 / \rho_1 \beta_1)$  をパラメータとして、 $\kappa=2, 3, 4, 5$  のケースについて解析を行う。なお、基本ケースは  $\kappa=3$  の場合である。

Fig. 17 には、時刻歴応答波形を示す。また、Fig. 18 には、時刻歴応答の最大値の地表分布を示す。これより、全体的な印象を述べる。 $\kappa=2$  の場合には、応答波形は空間的にも時間的にも緩やかに変化しており、インピーダンス比は違うが Fig. 13 に示した 1 次元解析による応答波形に似ている。これに対して  $\kappa$  が大きくなるにつれて、盆地内部の、特に  $X/R=-0.5 \sim +0.5$  の地点における応答が激しくなり、盆地端部で生成された表面波が盆地内を何度も行き交う様子が見られる。また、それぞれのケースについての盆地中央の最大応答を、 $\kappa=3$  の場合（基本ケース）と比較してみれば、 $\kappa=2$  の場合には 0.75 倍であるのに対して、 $\kappa=4$  では 1.48 倍、 $\kappa=5$  では 1.82 倍となる。

#### (c) 沖積層の減衰性の影響

ここでは、沖積層の減衰定数  $h_1$  をパラメータとして、 $h_1=0\%, 2\%, 5\%$  の 3 ケースについて解析を行う。なお、基本ケースは  $h_1=0\%$  の場合である。

Fig. 19 に応答波形の地表分布を示す。また、時刻歴応答の最大値の地表分布を Fig. 20 に示す。これより、次のような特徴が見られる。波形の形状としては、減衰定数によらず同じような傾向となっているが、減衰定数が大きくなるにつれて振幅が抑えられていることがわかる。特に、波形の後半において、振幅の減少の度合いが大きいことがわかる。これは伝播経路が長くなるにつれて減衰性が効いてくるために、主要動よりも表面波の方が振幅の減少が顕著となるためである。盆地中央部における最大応答値は、 $h_1=0\%$  の場合（基本ケース）に比較して、 $h_1=2\%$  では 10% 程、 $h_1=5\%$  では 20% 程減少している。

#### (d) 入射角の影響

ここでは、入射角  $\theta$  をパラメータとして、 $\theta=0$  度、15 度、30 度、45 度の 4 ケースについて解析を行う。なお、基本ケースは  $\theta=0$  度の場合である。

Fig. 21 には、時刻歴応答波形を示す。これより、 $\theta$  が大きくなるにつれて、盆地中央よりも  $X/R$  が + 側の方が、応答が激しくなっていることがわかる。これは、 $\theta$  が大きくなる

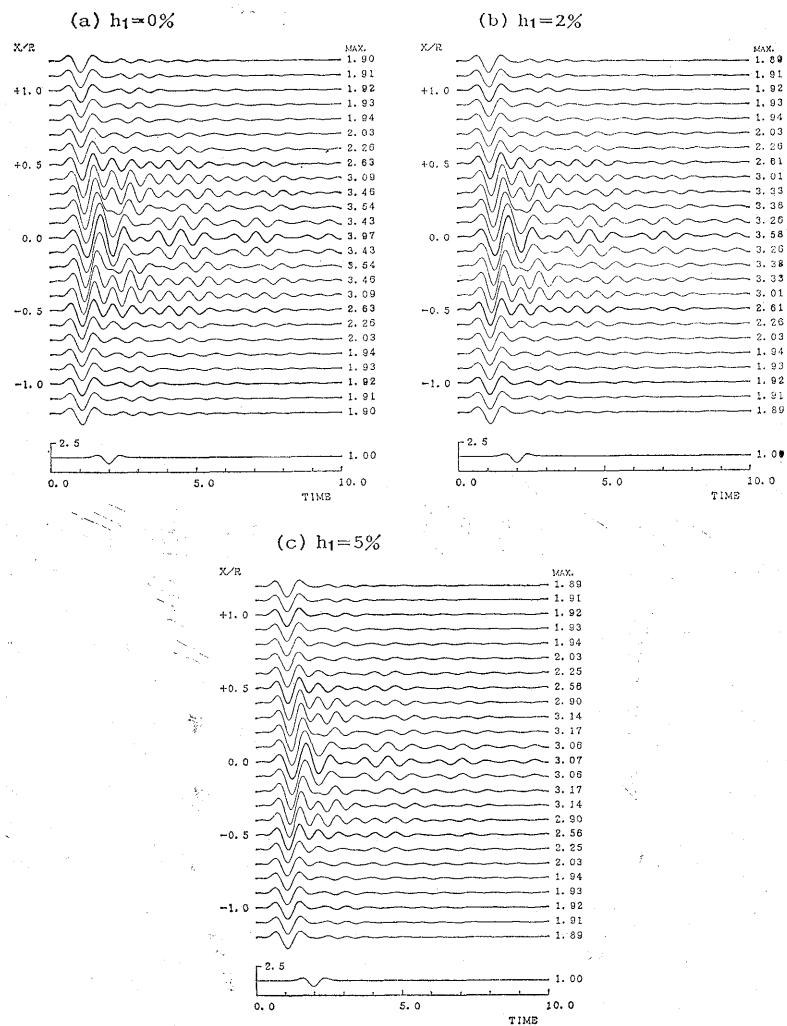


Fig. 19. Responses along the surface in the time domain calculated by ALM. The damping factor of alluvium  $h_1$  is set (a) 0%, (b) 2% and (c) 5%. The other conditions are the same as in Fig. 13.

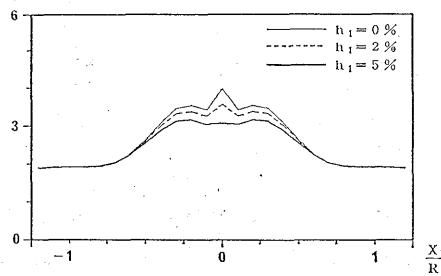


Fig. 20. Maximum amplitude of time responses in Fig. 19. The damping factor of alluvium  $h_1$  is used as a parameter. The other conditions are the same as in Fig. 14.

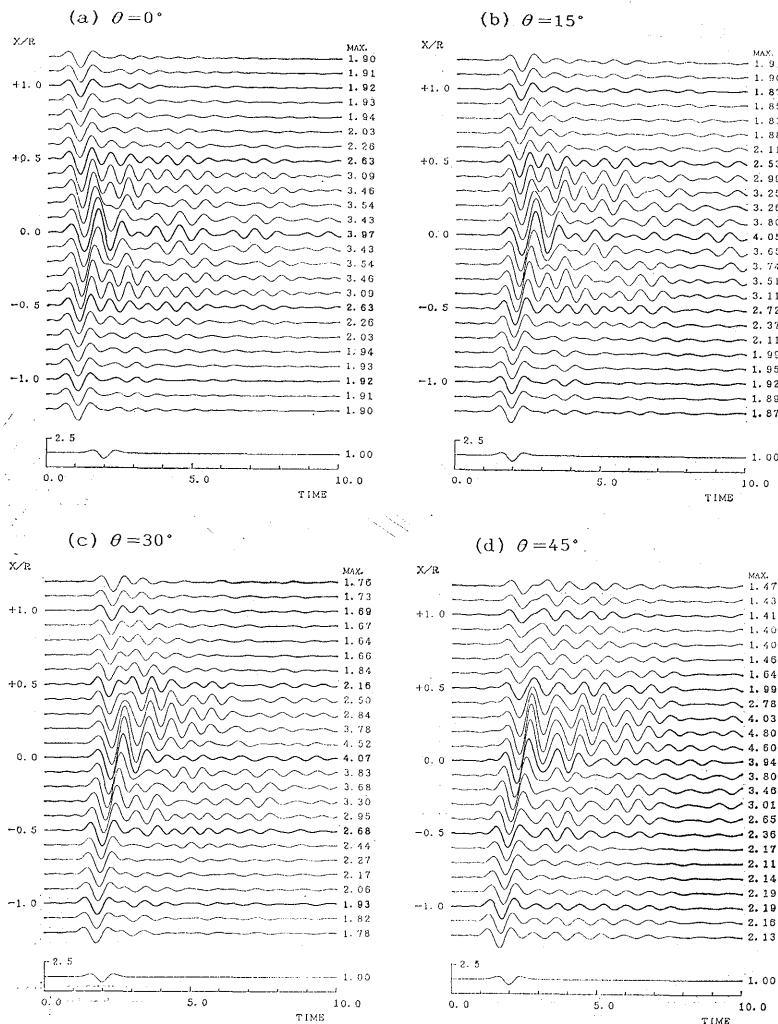


Fig. 21. Responses along the surface in the time domain, calculated by ALM. The incident angle  $\theta$  is set to (a)  $0^\circ$ , (b)  $15^\circ$ , (c)  $30^\circ$  and (d)  $45^\circ$ . The other conditions are the same as in Fig. 13.

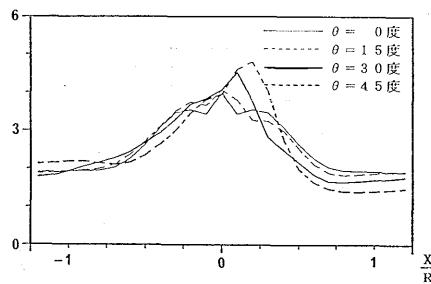


Fig. 22. Maximum amplitude of time responses in Fig. 21. The incident angle  $\theta$  is used as a parameter. The other conditions are the same as in Fig. 14.

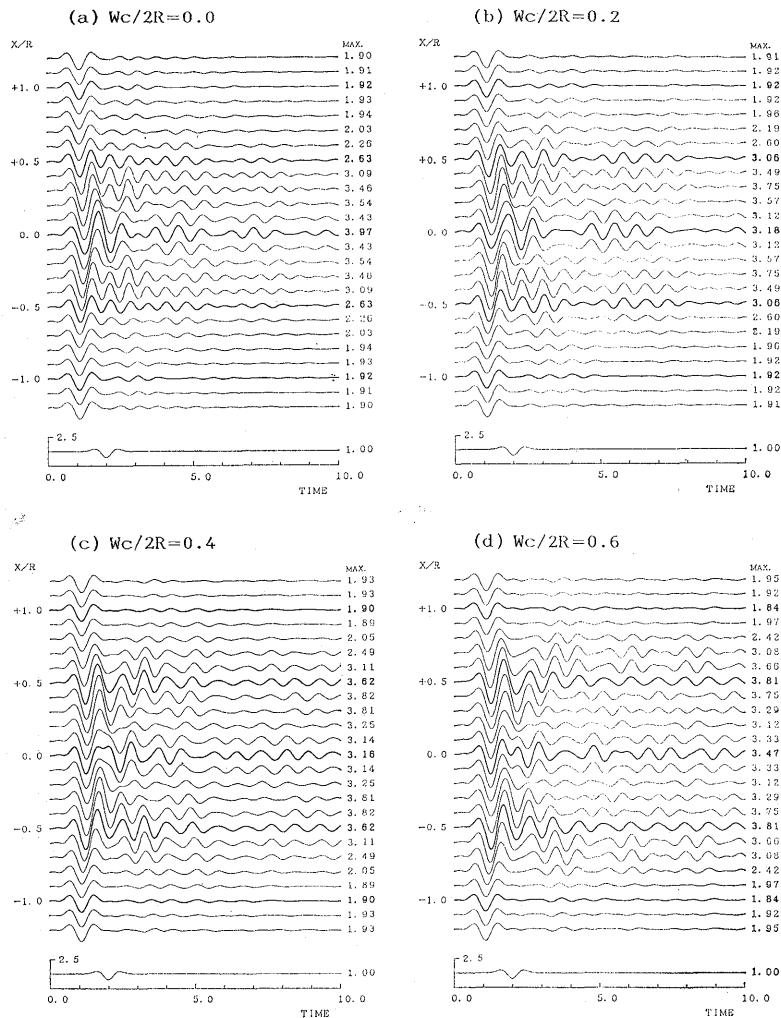


Fig. 23. Responses along the surface in the time domain, calculated by ALM.  $W_c/2R$  of Model-B in Fig. 9 is set to (a) 0.0, (b) 0.2 and (c) 0.4 and (d) 0.6. The other conditions are the same as in Fig. 13.

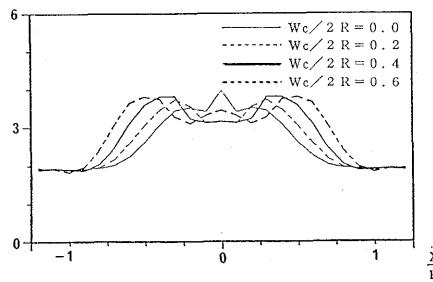


Fig. 24. Maximum amplitude of time responses in Fig. 23.  $W_c/2R$  is used as a parameter. The other conditions are the same as in Fig. 14.

なるにつれて、盆地中央よりも一側では、入射波が境界で屈折して+側に集中しやすいために、+側に入射した波動と重なり合うことによる。また、Fig. 22 には応答波形の最大値の地表分布を示す。これを見ても、 $\theta=0$  度の場合に比べて、 $\theta$  が大きくなるにつれて、-側の応答が小さくなり、+側が大きくなることがわかる。盆地中央部では、さほど $\theta$  による違いは見られず、また $\theta=15$  度の場合には、最大応答は盆地中央部で生じている。しかし、 $\theta=30$  度の場合には、 $X/R=+0.1$  においてピーク値を示し、 $\theta=0$  度の場合（基本ケース）における同地点の最大応答の 1.32 倍となっている。また $\theta=45$  度の場合は、 $X/R=+0.2$  においてピーク値を示し、 $\theta=0$  度の場合における同地点の 1.36 倍となっている。このように、入射角度が大きくなると、波動エネルギーが堆積盆地の入射側（ $X/R$  が-側）では減少し、その反対側（+側）では増大する現象が見られる。

#### (e) 盆地端部の傾斜境界の影響

ここでは、Fig. 9 のモデル B を用いて、盆地の幅に対する平行層部分の長さ  $W_c/2R$  をパラメータとして、 $W_c/2R=0.0, 0.2, 0.4, 0.6$  の場合の 4 ケースについて解析を行う（ただし  $W_L=W_R$  とする）。なお、基本ケースは  $W_c/2R=0.0$  の場合である。

Fig. 23 に時刻歴応答波形を示す。また、Fig. 24 に応答の最大値の地表分布を示す。これより、 $W_c/2R=0.0$  の場合には、盆地中央でピーク値を生じているが、 $W_c/2R$  が大きくなるにつれて、ピーク値を生じる地点が盆地端部に移動していることがわかる。このピーク値の生じる地点は、平行層部分の端部付近となっている。その理由としては、 $W_c/2R$  が大きくなるにつれて、平行層部分が長くなり、盆地中央から傾斜層までの相対的な距離が離れることになる。従って、傾斜層で生成される表面波が盆地中央部分に到達するのは、 $W_c/2R$  が大きくなるにつれ遅くなるので、平行層からの入射してきた直達波とうまく重なり合わず最大振幅が大きくならない。一方、平行層部分の端部付近では、この重ね合わせの効果により振幅が大きくなりやすい。 $W_c/2R=0.2$  の場合には、ピーク値は中央部の最大応答に対して、1.18 倍程大きくなっている。さらに、 $W_c/2R=0.4$  の場合、 $W_c/2R=0.6$  の場合には、順に 1.2 倍程、1.1 倍程となっている。以上より、時刻歴応答において振幅が最大となる地点は、傾斜層が最も深くなる付近であることがわかる。

#### 4. 傾斜境界で生成される表面波について

前章では、主に Fig. 9 のモデル A を用いて形状比  $H/2R$  を 1.0 とした基本ケースを設定して、系統だったパラメトリック・スタディを行った。その結果、3-3(a) より、 $H/2R$  が小さくなるにつれて、直達波と傾斜境界で生成される表面波とが分離していくことがわかった。また、3-3(e) より、Fig. 9 のモデル B においても、盆地の幅に対する平行層部分の長さ  $W_c/2R$  が長くなるにつれて、盆地中央部においては、直達波と表面波が分離していくことがわかった。

一方、鳥海(1980)は、大阪平野における多点観測記録より、平野部の記録には主要動である直達波に続いて、平野端部と周辺山地との境界で発生した表面波が後続波群として現れ、しかもマグニチュードが大きくなるにつれてこの後続波群の振幅レベルが主要動のそれに近づくことを指摘している。

そこで、ここでは堆積盆地の傾斜部で発生する表面波に着目して、2次元 AL 法によるいくつかのケース・スタディを行い、その性質について検討する。

#### 4-1. 解析方針

解析モデルには、できるだけ実体波と表面波を分離して捉えたいので、Fig. 25 のように平行層を有する堆積盆地モデルを用いる。これは、Fig. 9 のモデル Bにおいて、盆地の幅、最大深さ、傾斜部分の長さを、それぞれ順に  $2R=10 \text{ km}$ ,  $H=300 \text{ m}$ ,  $W_L=W_R=1.6 \text{ km}$  としたものである。形状比にすれば  $H/2R=0.03$  となる。地盤の物理定数は Table 2 に示すように設定する。これに、垂直 SH 波が入射する場合を基本ケース（ケース 1）とする。そして、減衰定数、入射角度、インピーダンス比、入射波の種類（SV 波入射）などを変化させた計 5 ケースについて解析を行った。解析ケースの一覧を、Table 3 に示す。ここで、AL 法による解析上のパラメータは、 $L=12.8 \text{ km}$ ,  $N_L=512$  とする。解析する周波数帯域は、 $\Delta f=0.025 \text{ Hz}$  として、 $f_{\min}=\Delta f \text{ Hz}$  から  $f_{\max}=80 \Delta f (=2.0) \text{ Hz}$

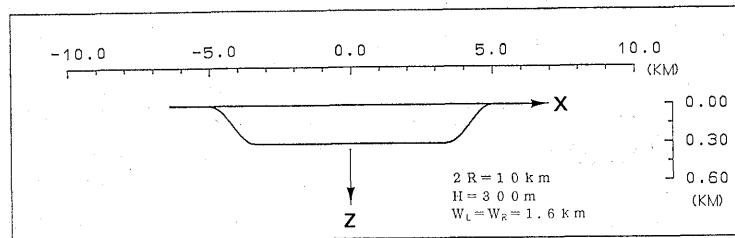


Fig. 25. Analytical model for studying the behavior of the surface wave generated at the dipping interface (Model-B in Fig. 9).

Table 2. Soil properties of fundamental case.

	Alluvium	Half-space
Density (ton/m <sup>3</sup> )	$\rho_1=2.0$	$\rho_2=2.3$
S-wave Velocity (km/s)	$\beta_1=0.5$	$\beta_2=1.3$
P-wave Velocity (km/s)	$\alpha_1=1.0$	$\alpha_2=2.6$
Damping Factor (%)	$h_1=1$	$h_2=0$
Poisson's Ratio	$\nu_1=0.33$	$\nu_2=0.33$

Table 3. Analytical conditions from Case 1 to Case 5.

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5
Damping Factor: $h_1$	1%	5%	1%	1%	1%
Incident Angle: $\theta$	$0^\circ$	$0^\circ$	$30^\circ$	$0^\circ$	$0^\circ$
Impedance Ratio: $\kappa$	3	3	3	6	3
Incident Wave Type	SH	SH	SH	SH	SV

まで計算する。なお、 $N$  については、式(9)を満足するように、解析する周波数帯域をいくつかに分割して段階的に変化させている。

続いて、ケース 1 からケース 5 について、周期 1.0 秒から 4.0 秒までの計 13 個の Ricker Wavelet 波形を入射波形として用いて時刻歴応答を求めた。そして、これらの応答波形を用いて盆地端部の傾斜境界において生成された表面波の伝播速度や振幅の周期依存性について検討した。

時刻歴波形の一例として、Fig. 26 には、ケース 1 (基本ケース) の応答波形を、1 次元解析による結果と合わせて示している。ここでは、中心周期を  $t_p=2.4$  秒としている。これは、盆地中央部における 1 次元波動論による 1 次卓越周期に一致している。これより、直達波部分に関しては、波形の形状や振幅レベルにおいて、2 次元解析と 1 次元解析はほぼ同様な結果を与えていていることがわかる。ただし、表面波が生成される盆地端部付近では、

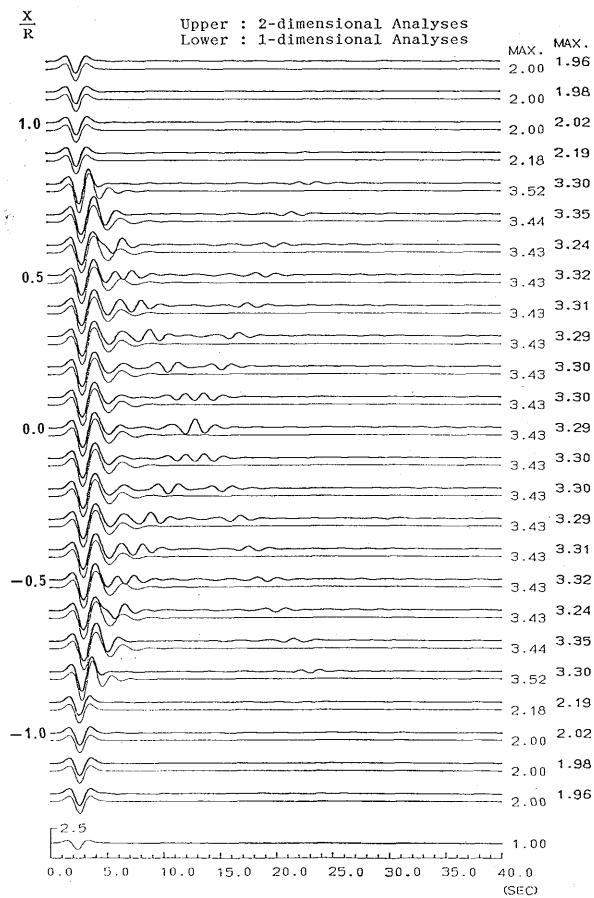


Fig. 26. Example of responses along the surface in the time domain for the fundamental case (Case 1). The predominant period of the Ricker wavelet is set to 2.4 sec and the amplitude axis is normalized by the maximum amplitude of the incident signal, which is shown at the bottom.

波形の形状がやや異なる。そして、表面波は盆地端部を離れて盆地中央に近づくにつれて、直達波と表面波とが明確に分離していることがわかる。表面波の振幅は直達波に比べて小さく、また伝播する距離が長くなるにつれて減衰し、向かい側の盆地端部に達した後にはほとんど見えなくなる。なお、解析に用いた周期長さ  $L$  は、前章に比較して小さいにもかかわらず、ここでは隣の不整形性の影響は見られないことが確認できる。

#### 4-2. 伝播速度

ケース 1 とケース 5 の応答波形より入射波の周期ごとに表面波の伝播速度を読み取り、平行層部分の地下構造に対する表面波の理論分散曲線との比較を行った。Fig. 27 には、ケース 1、ケース 5 の応答波形から読み取った位相速度を、それぞれラブ波とレーリー波の分散曲線上にプロット（●印）している。読み取りによる誤差を考慮すれば、傾斜境界境界で生成される表面波の位相速度は理論分散曲線のそれに一致すると言える。

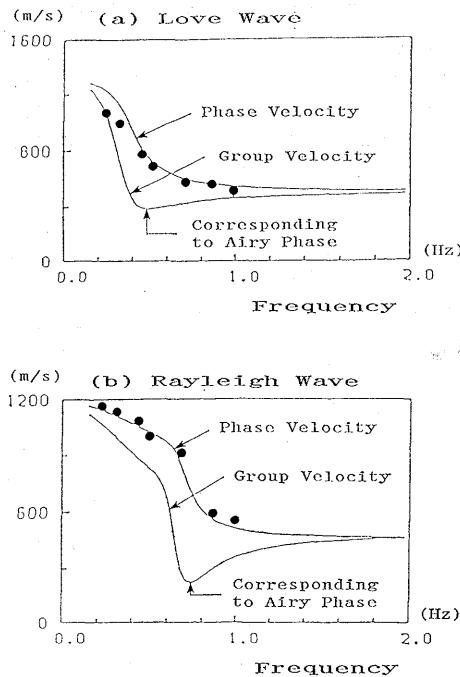


Fig. 27. Propagation velocities of surface waves. Solid lines indicate the theoretical dispersion curves and solid symbols indicate the phase velocity obtained by time responses for (a) Case 1 and (b) Case 5.

#### 4-3. 振幅の周期依存性

傾斜境界で生成される表面波の振幅について、主要動（直達する実体波）の振幅と比較しながら検討した。各ケースの盆地中央部 ( $X/R=0.0$ ) における実体波部分の最大振幅と表面波部分の最大振幅を、入射波の周期ごとに調べて、Fig. 28 に示す。なお、ケース 5 で

は入射波を SV 波としているため、水平動ばかりでなく上下動も生じるが、ここでは水平動のみについて検討している。

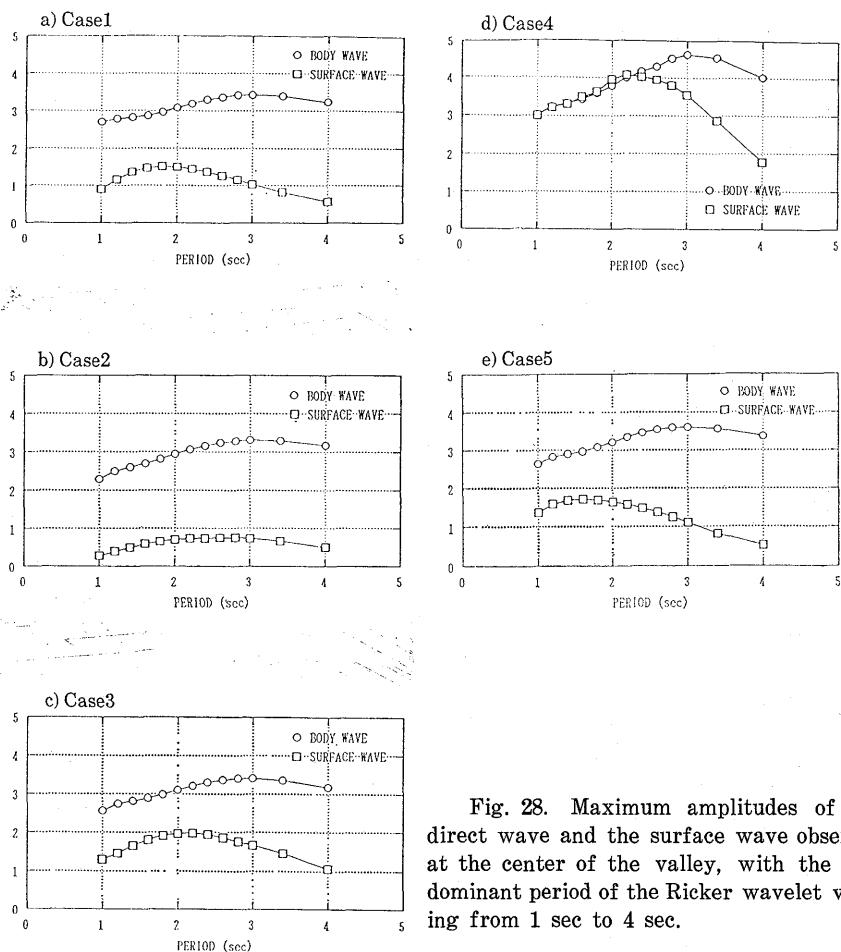


Fig. 28. Maximum amplitudes of the direct wave and the surface wave observed at the center of the valley, with the predominant period of the Ricker wavelet varying from 1 sec to 4 sec.

まず、主要動の最大振幅に着目する。各ケースとも周期 3.0 秒において最大振幅を生じることがわかる。1 次元波動論では、盆地中央部の 1 次卓越周期は 2.4 秒であるが、主要動の最大振幅が周期 3.0 秒の入射波に対して最大となるのは、Ricker Wavelet 波形の周波数特性がサイン波と異なり、ピーク周波数を越えてもなだらかに減少していくためである (Fig. 10 参照)。また、ピーク値はケース 4 を除く 4 ケースにおいては、同程度の値となっている。ケース 4 では、インピーダンス比が大きいので他のケースの場合に比べて大きな最大振幅を示した。

続いて、表面波の最大振幅に着目する。表面波のピーク周期は、ケース 2 では 2.8 秒、ケース 5 では 1.6 秒だが、他の 3 ケースにおいて 1.8 秒から 2.2 秒となっていることがわかる。また、表面波の最大振幅は、主要動に比較して、短い周期でピークを生じている。

全体的な最大振幅の周期依存性について見れば、次のようなことがわかる。ケース1では、周期によらず表面波は主要動に比べて振幅が小さいことがわかる。これは、ケース4を除いた他のケースについても同様である。ケース2では、ケース1に比べて主要動と表面波の振幅が周期全体にわたり減衰の影響で小さくなっていることがわかる。特に、表面波は主要動に比べて大きく減少している。これは、3-3(c)でも述べたように、表面波は主要動に比べて長い伝播経路を辿るためである。ケース3では、主要動の周期依存性はケース1のそれとほぼ一致する。しかし、表面波部分はケース1に比べてやや大きい。これより、入射角度の影響は、盆地中央部では主要動ではなく表面波により大きく表れると言える。ケース4は、インピーダンス比が大きくなり、ケース1に比べて主要動と表面波のいずれも振幅が大きくなっている。また、表面波の最大振幅はピーク周期の2.2秒から1秒までの間、主要動をやや上回る振幅を示している。この傾向は他のケースには見られない。ケース5では、表面波のピークは1.6秒付近となり、ケース1に比べて短周期よりとなっている。これは、表面波の種類の違いのためであろう（ケース1はラブ波、ケース5はレーリー波）。

以上、主要動と表面波のそれぞれの最大振幅の周期依存性について検討したが、さらにFig. 29には、各ケースごとに表面波の最大振幅の主要動の最大振幅に対する比（以後、単に“振幅比”と呼ぶ）を表す。これより、ケース1、ケース3、ケース5では、各ケースの最大の振幅比は51～64%となる場合があることがわかる。しかし、ケース2の場合には24%程度である。また、ケース4では表面波の最大振幅が主要動のそれを数パーセント上回る現象が見られ、しかも入射波がピーク周期の2.0秒よりも短い周期となっても振幅比が小さくならない。また、振幅比のピーク周期については、各ケースにおいて1.4秒から2.2秒となっている。弾性波動論では、群速度の最小となる周期（この周期を“エアリー相”と呼ぶ）の近傍において表面波が著しく卓越するとされているが、Fig. 27に示したように、ケース1とケース5の場合、解析モデルの平行層部分の地下構造に対するエアリー相はそれぞれ約2秒、約1.4秒となる。一方、Fig. 28(a)およびFig. 28(e)に示した傾斜境界において生成される表面波の振幅特性も、エアリー相近傍で最大となっていることがわかる。

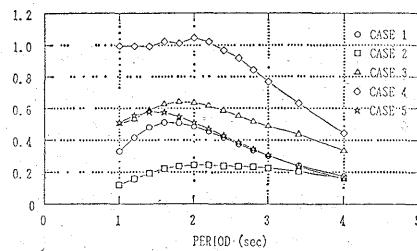


Fig. 29. Ratio of maximum amplitude of the surface wave to that of the direct wave shown in Fig. 28.

### 5. 東京都区部の沖積谷について

これまで、理想化した堆積盆地を対象として、地震動特性の検討を行ってきたが、ここでは、実際の不整形地盤における地震動特性について考察を行う。

東京都区部には、ローム層で覆われた台地の合間に、河川などによって浸食されてできた沖積谷が非常に多い（例えば、西神田、神保町、麻布、上野など）。そして、1854年安政東海地震および1923年関東地震の際には、これらの地域において被害が集中したことが知られている。Fig. 30には、1854年安政東海地震における被害分布図を示す。そして、1次元波動論に基づいて作成されたマイクロゾーネーションマップ（Fig. 31）からも、このような沖積谷においては、ローム層の露出する地域に比較して被害が大きくなることが予想される。しかし、これらの沖積谷における地震動特性を、不整形地盤として解析的に検討した例は未だにない。

そこで、東京都区部の沖積谷を対象として、地盤の不整形性が地震動特性に与える影響を、2次元AL法を用いて解析的に検討する。なお、本論文では、これまで不整形地盤の解析に際して、入射波形として実際の観測記録を用いておらず、従って工学的に重要な応答スペクトルにおいて1次元解析による結果との比較を示す機会がなかった。そこで、これらの点も考慮して、総合的に考察することにする。

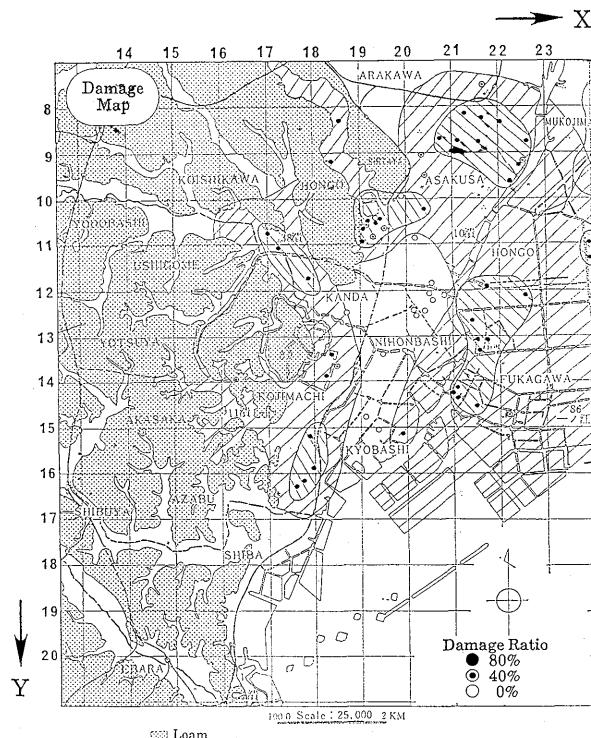


Fig. 30. Damage distribution at Tokyo in the 1854 Ansei-Tokai-Earthquake  
(after Tokyo Disaster Preparedness Council with slight modification).

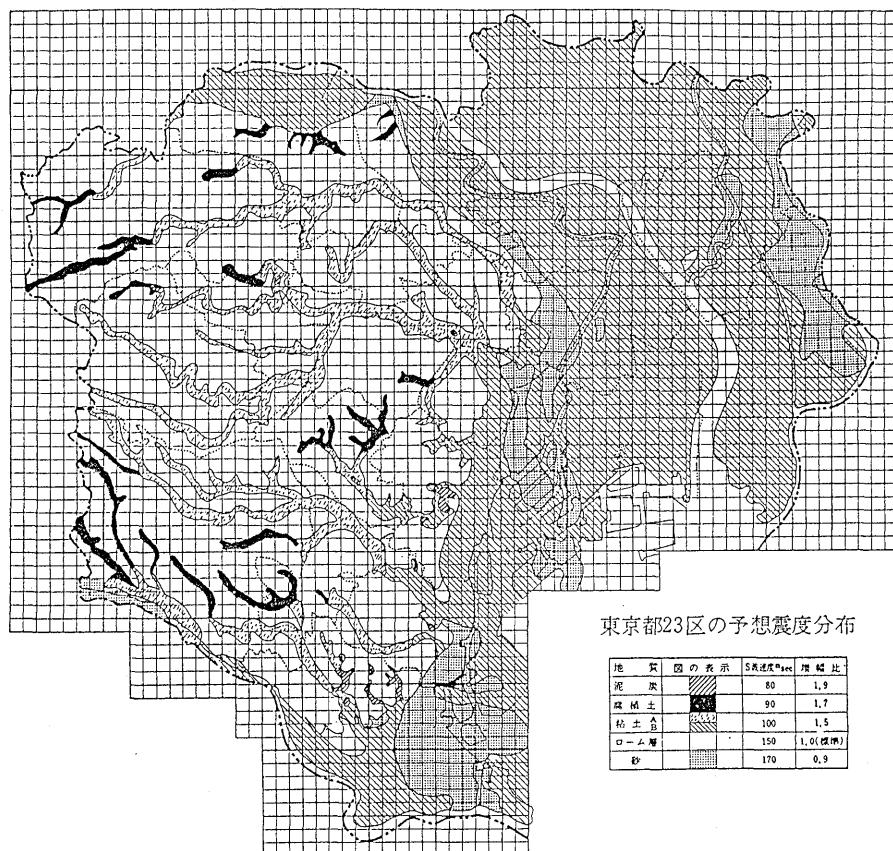


Fig. 31. Microzonation map of the city area of Tokyo (after Tokyo Disaster Preparedness Council).

### 5-1. 解析方針

まず東京都区部の地質断面図の一例を、Fig. 32 に示す。ここで、Fig. 32 中の地質記号と物性値との関係について説明しておく。まず沖積層部分は、 $A_i$ （泥炭や腐食土からなる泥層）と  $Y_i$ （よく締まっていない砂層）で構成されており、密度は  $1.4 \text{ t/m}^3$  程度、S 波速度は  $80 \sim 100 \text{ m/s}$  程度である。一方、沖積層を取り囲む周辺境界は、 $H_0$ （本郷層）、 $T_0$ （上部東京層）、 $T_{0g}$ （東京礫層）、 $E_d$ （下部東京層）などによる多層構造を形成しているが、これらはまとめて東京層と呼ばれる洪積層で、密度は  $2.0 \text{ t/m}^3$  程度、S 波速度は  $250 \sim 400 \text{ m/s}$  程度である。また、台地部の地表面には  $T_{ml}$ （関東ローム層）が露出しているが、密度は  $1.4 \text{ t/m}^3$  程度、S 波速度は  $150 \text{ m/s}$  程度である。

沖積谷の形状は、幅 ( $2R$  とする) が  $100 \text{ m} \sim 900 \text{ m}$  程度なのに対して、最大深さ ( $H$  とする) は  $8 \text{ m} \sim 15 \text{ m}$  程度である。東京都区部の主な沖積谷の形状比  $H/2R$  を、Table 4 にまとめて示す。

以上より、典型的な沖積谷として、根津付近および外神田付近 ( $H/2R=0.025$ ) と白山

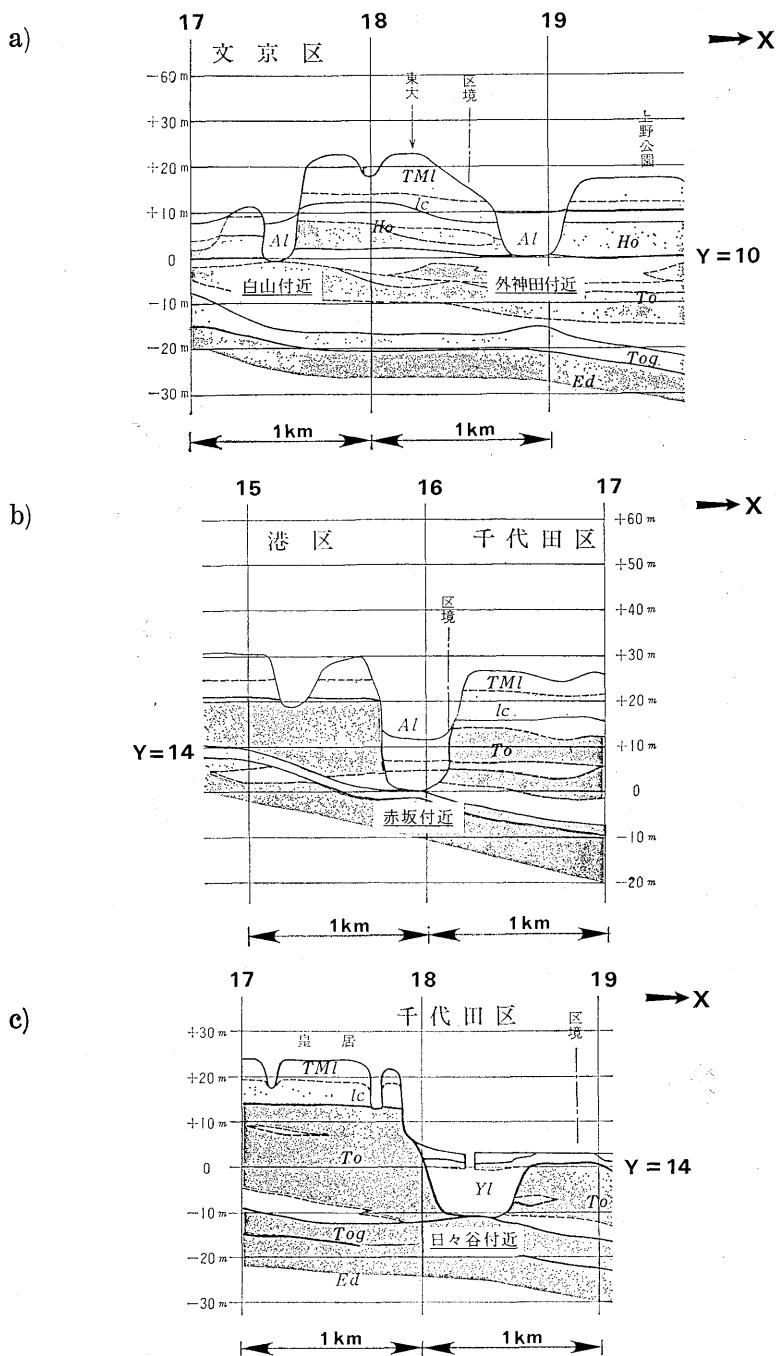


Fig. 32. Sections of some alluvial valleys in Tokyo (after Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government with slight modification).

Table 4. Shape ratios of some alluvial valleys in the city area of Tokyo Metropolis.

District	Width 2R	Depth H	Shape Ratio H/2R
Hakusan	100m	10m	0.1
Azabu	150m	10m	0.067
Akasaka	400m	12m	0.03
Soto-Kanda	400m	10m	0.025
Nezu	400m	10m	0.025
Hibiya	600m	14m	0.023
Nishi-Kanda	900m	15m	0.017

付近 ( $H/2R=0.1$ ) を取り上げ, Fig. 33 に示すような 2 層構造モデルを設定する。これは、Fig. 9 のモデル B を用いており、モデル TKO1 (根津付近および外神田付近を対象) は幅  $2R=400\text{ m}$ , 最大深さ  $H=10\text{ m}$ , モデル TKO2 (白山付近を対象) は幅  $2R=100\text{ m}$ , 最大深さ  $H=10\text{ m}$  である。なお、平行層部分の長さは、 $W_c=R$  としている (モデル TKO1 では  $R=200\text{ m}$ , モデル TKO2 では  $R=50\text{ m}$ )。また、解析モデルの物性値を、Table 5 に示す。1 次元波動論による盆地中央点の 1 次固有周期 (1 次固有周波数) はいずれのモデルにおいても  $T_1=0.5\text{ 秒}$  ( $f_1=2\text{ Hz}$ ) である。ここで、地盤の減衰定数は、基盤層を無減衰とし、沖積層は  $Q$  値を 20 程度と考え、減衰定数 2.5% とする。

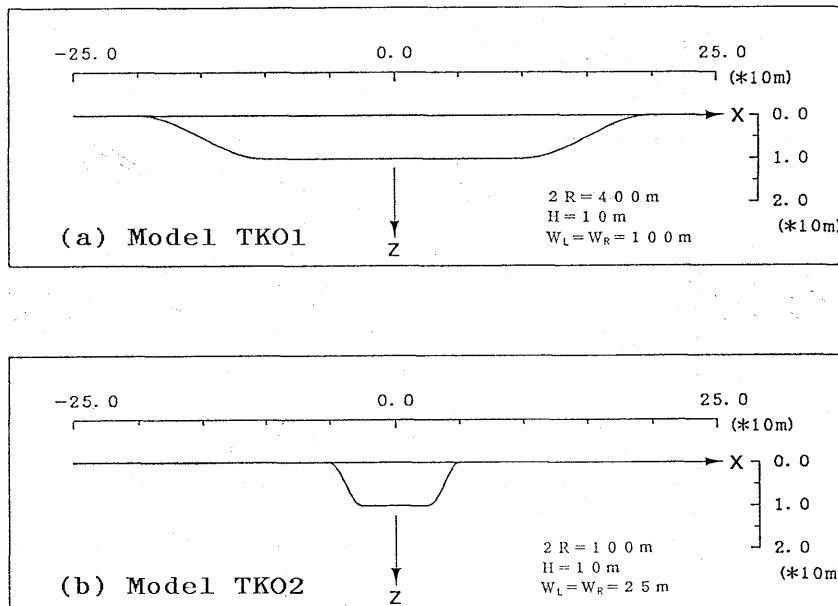


Fig. 33. Analytical model for alluvial valleys in Tokyo (Model-B in Fig. 9). (a) Model TKO1 shows the area around Nezu and Soto-Kanda, and (b) Model TKO2 shows the area around Hakusan.

Table 5. Soil properties for analytical models  
TKO1 and TKO2 shown in Fig. 33.

	Alluvium	Half-space
Density (ton/m <sup>3</sup> )	$\rho_1=1.4$	$\rho_2=2.0$
S-wave Velocity (m/s)	$\beta_1=80$	$\beta_2=400$
Damping Factor (%)	$h_1=2.5$	$h_2=0$

そして、この2つのモデルについて、2次元AL法による垂直SH波解析を行い、1次元解析による結果と比較しながら、地盤の不整形性の影響を検討する。なお入射波形としては、わが国で観測された強震記録の中でも初期のものとして有名な東京101（あるいは単に「101」とも呼ばれる）のNS成分を用いる。この東京101は、1956年2月14日に東京大学の旧地震研究所（地下2階）において観測された最大加速度70ガル（NS成分）の加速度記録である。Fig. 34に時刻歴波形とそのフーリエスペクトルを示す。また、AL法による解析上のパラメータは、 $L=512\text{ m}$ ,  $N_L=512$ ,  $N=32$ とする。解析する周波数範囲は、 $\Delta f=0.05\text{ Hz}$ として、 $f_{\min}=\Delta f\text{ Hz}$ から $f_{\max}=80\Delta f(=4.0)\text{ Hz}$ まで行う。

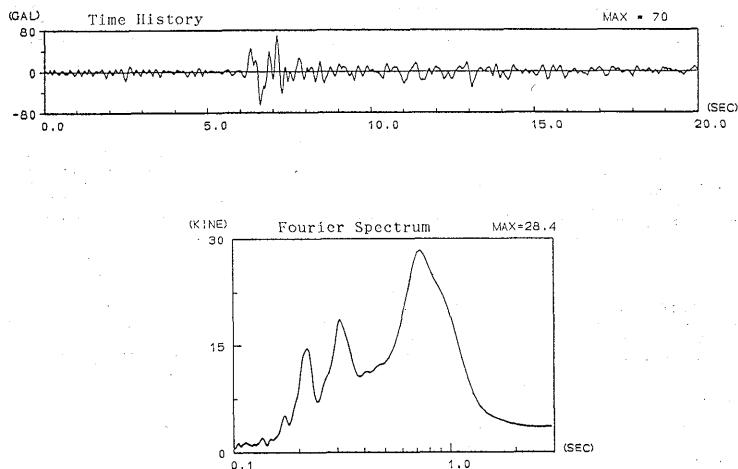


Fig. 34. NS component of Tokyo 101 used as input motion.

## 5-2. 解析結果

### (a) モデル TKO1 の場合

まず、Fig. 35には、モデルTKO1について得られた伝達関数を、2次元解析の結果と1次元解析の結果を比較して示す。これより、傾斜境界部分の地表点( $X/R=\pm 0.7$ ,  $\pm 0.6$ )では、ピーク値は1次元解析の方が2次元解析に比較して大きくなっていることがわかる。これは、2次元解析では入射した波動が屈折し、沖積層が厚い盆地中央に向かってし

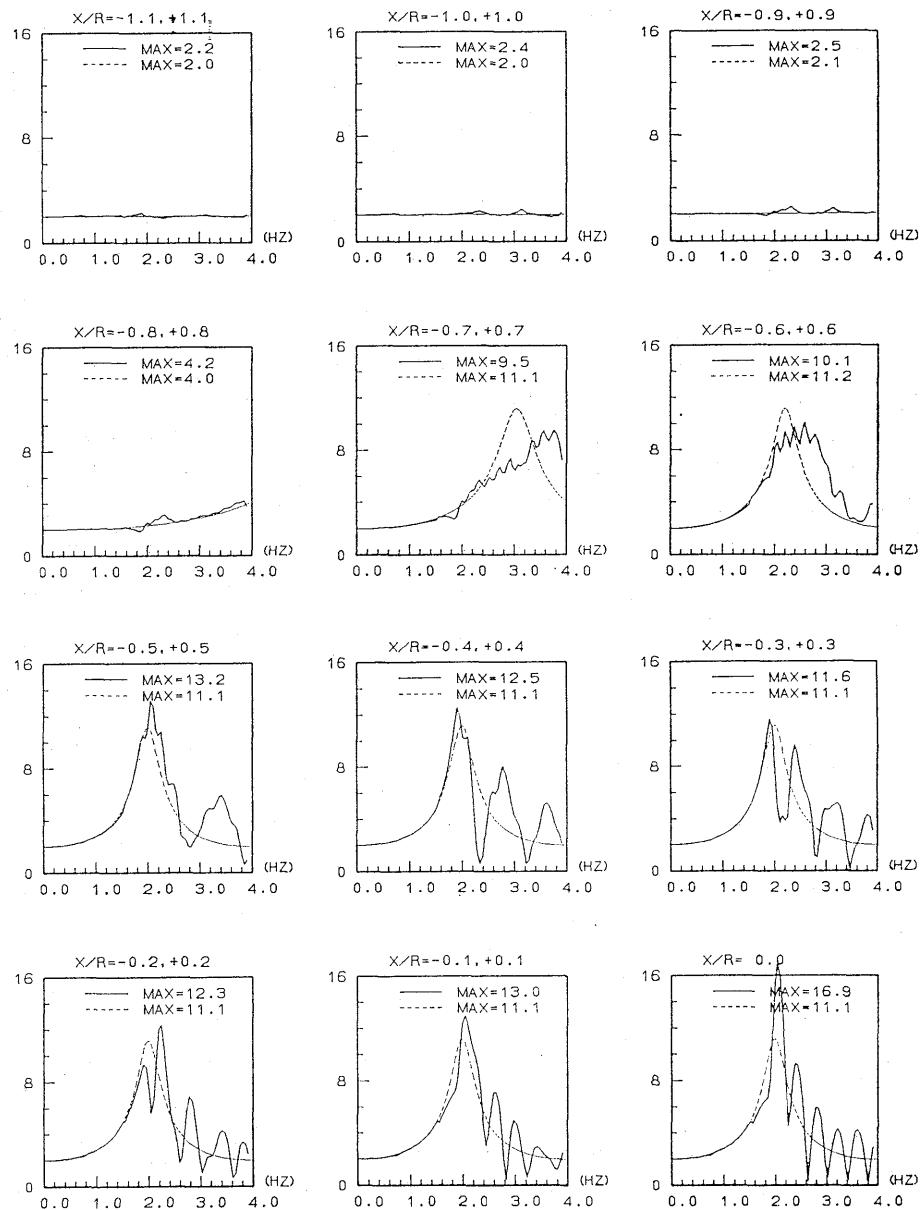


Fig. 35. Transfer functions for Model TKO1 obtained by 1-D analyses and 2-D analyses. Solid lines indicate the results from 2-D analyses and dashed lines indicate those from 1-D analyses.

まい、地表に到達する波動エネルギーが小さくなるためである。一方、平行層部分の地表点 ( $X/R = \pm 0.5, \pm 0.4, \pm 0.3, \pm 0.2, \pm 0.1, 0.0$ ) では、ピーク値は2次元解析の方が1次元解析に比較して大きくなっている。しかし、2次元解析による伝達関数は、1次元

解析の伝達関数の曲線上に Ripple を乗せた形となっている。従って、実際の観測記録のように広域な周波数成分を持つ波形を入射する場合には、伝達関数に見られる 2 次元解析と 1 次元解析の結果の違いが、周波数全域にわたって平均化されてしまい、あまり強調されなくなることも考えられる。

次に、Fig. 36 には、東京 101 の NS 成分を入射した場合の加速度応答の時刻歴波形の地表分布を示す。これより、2 次元解析の結果は、1 次元解析による波形に盆地端部から生成される表面波を加えた形となっているが、Ricker Wavelet 波形を入射した 3 章および 4 章の一連の解析結果に比べて、それぞれの結果の違いが小さくなっている印象を与えていている。また、最大応答を比較しても、両者の結果に 1 割を越える違いは見られない。なお、1 次元解析による  $X/R = \pm 0.7$  の波形において、主要動が異常な分散性を示している。これは、この地点の 1 次卓越周波数が 3 Hz であることから、入射波の周期 0.3 秒付近に卓越する成分を励起したものと考えられる。一方、2 次元解析では、このような特

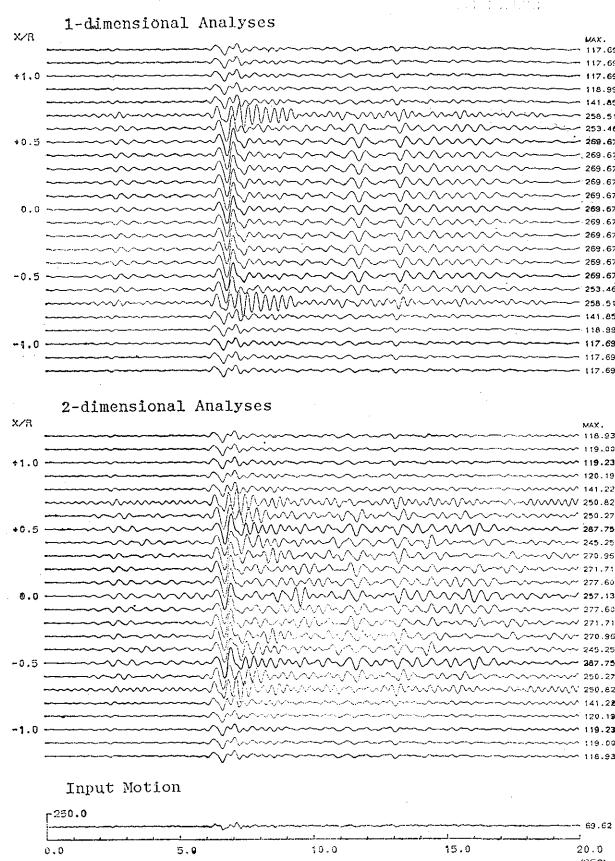


Fig. 36. Responses along the surface in the time domain for Model TKO 1 obtained by 1-D analyses (Upper) and 2-D analyses (Lower). The input motion shown in Fig. 34 is used.

徴は見られないが、これは、1次元解析に比較して、卓越周波数が高くなり、共振を逃れたからである。

そして、Fig. 36 に示した2次元解析および1次元解析による加速度波形を用いて減衰2%の速度応答スペクトルを求めて、特定の地点についての結果をFig. 37に表す。これより、次のような特徴が見られる。

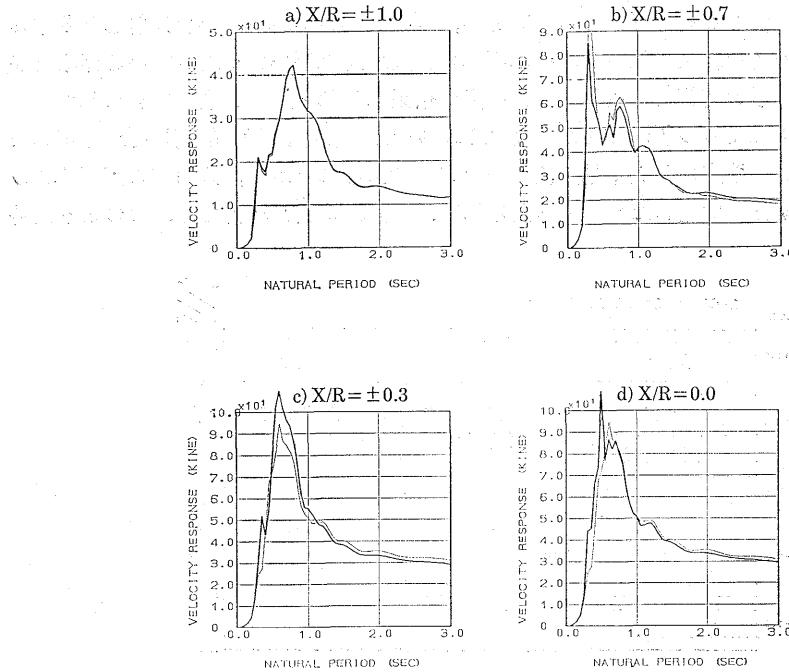


Fig. 37. Responses spectra for time responses in Fig. 36. Bold lines indicate the results from 2-D analyses; thin lines indicate those from 1-D analyses.

- 1) 盆地端部 ( $X/R = \pm 1.0$ ) では両者の違いが見られない。
- 2) 傾斜境界部 ( $X/R = \pm 0.7$ ) では、1次元解析の方が2次元解析の結果をやや上回る。
- 3) 平行層部分 ( $X/R = \pm 0.4, 0.0$ ) では、2次元解析の方が1次元解析の結果をやや上回り、特に平行層部分でも傾斜境界に近い地表点 ( $X/R = \pm 0.4$ ) では、その違いが大きくなる。その違いは、大きくても1割程度である。

#### (b) モデル TKO 2 の場合

まず、Fig. 38 には、モデル TKO 2 について得られた伝達関数、2次元解析の結果と1次元解析の結果を比較して示す。なお、図の表現方法は Fig. 34 と同様である。これより、盆地全体にわたり2次元解析は1次元解析に比較して非常に複雑な增幅特性を示している。また、平行層部分の地表点の中でも、盆地中央付近 ( $X/R = \pm 0.3, \pm 0.2, \pm 0.1, 0.0$ ) では、最大のピーク値を示すのは 2 Hz ( $f_1$  に相当) であるが、傾斜境界に近い地表点 ( $X/R = \pm 0.5, \pm 0.4$ ) では、2.6 Hz となっている。

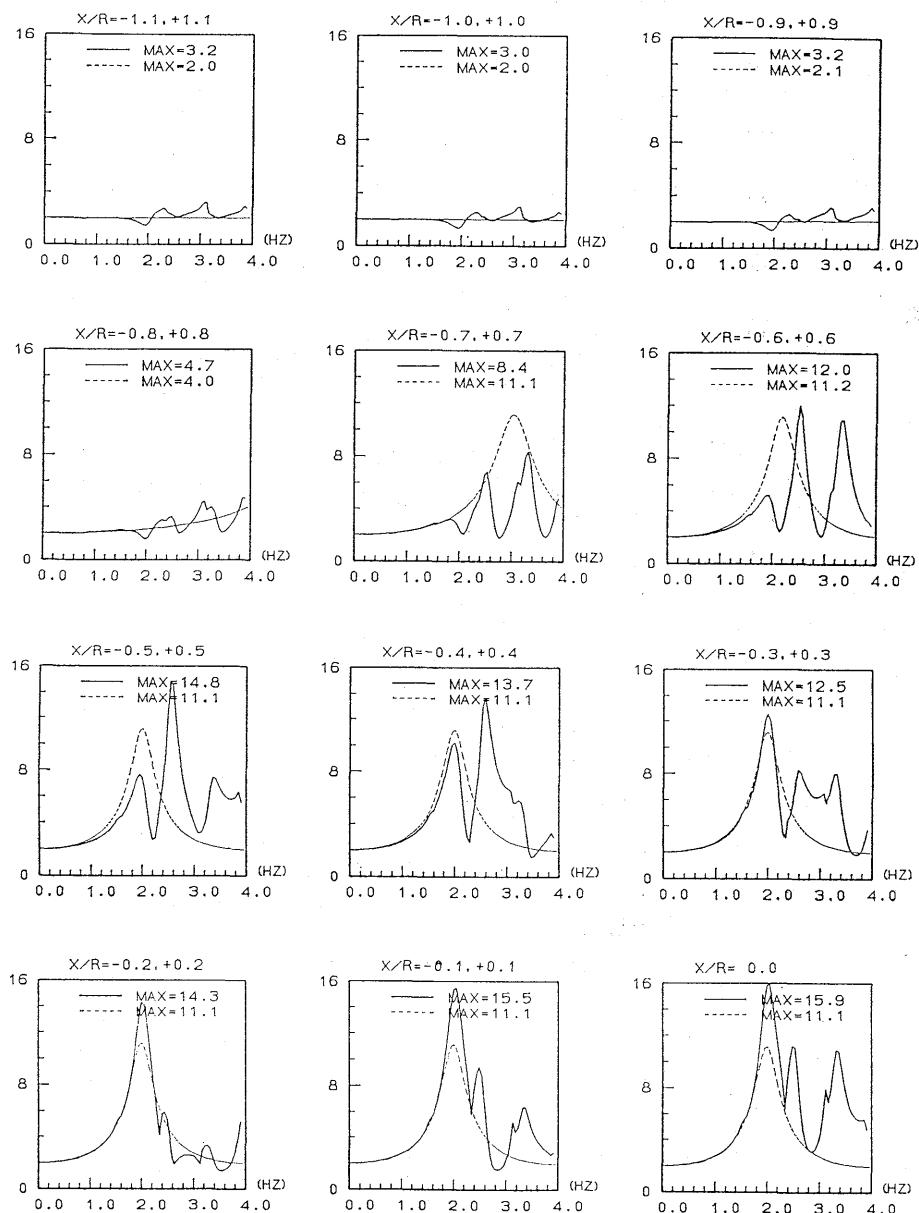


Fig. 38. Transfer functions for Model TKO 2 obtained by 1-D analyses and 2-D analyses. The other conditions are the same as in Fig. 35.

次に、Fig. 39 には、東京 101 の NS 成分を入射した場合の加速度応答の時刻歴波形の地表分布を示す。なお、このモデルの場合の 1 次元解析結果も、モデル TKO 1 の場合と同一になるので、ここでは、2 次元解析のみの結果を示す。これより、2 次元解析は 1 次元解析 (Fig. 36 参照) に比較して、非常に複雑な応答を示している。これは、伝達関

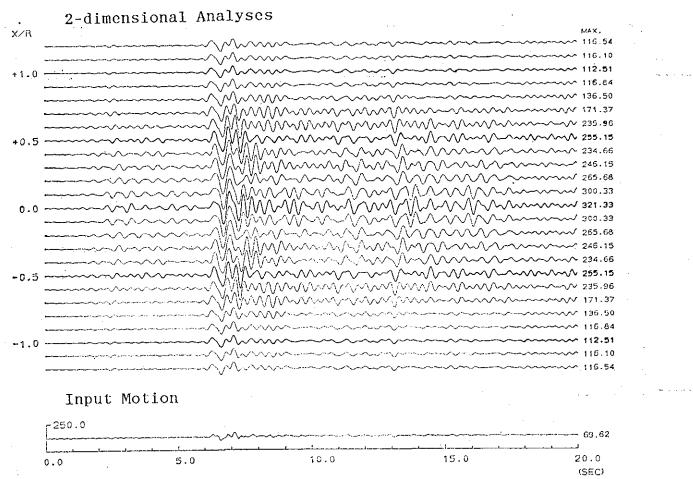


Fig. 39. Responses along the surface in the time domain for Model TKO2, obtained by 2-D analyses. The other conditions are the same as in Fig. 36.

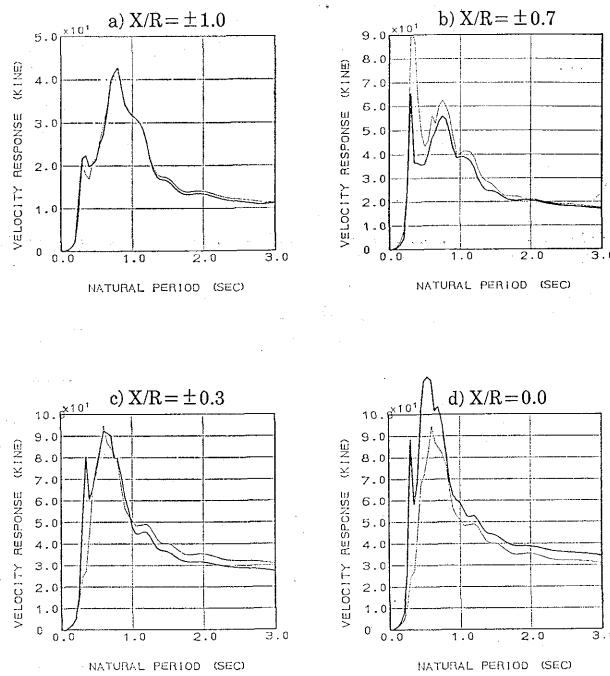


Fig. 40. Response spectra for time responses in Fig. 39. The other conditions are the same as in Fig. 37.

数からもうかがえることである。そして、盆地中央付近 ( $X/R = \pm 0.1, 0.0$ ) では、2次元解析の方が1次元解析の結果を上回り、最大応答で1割から2割程度大きな値を示している。一方、その他の地点では、1次元解析の方が2次元解析の結果を上回り、最大応答で3割程度大きくなる地点 ( $X/R = \pm 0.7$ ) も見られる。

そして、Fig. 39 に示した2次元解析および1次元解析による加速度応答波形を用いて減衰2%の速度応答スペクトルを求めて、特定の地点についての結果を Fig. 40 に表す。これより、次のような特徴が見られる。

- 1) 盆地端部 ( $X/R = \pm 1.0$ ) では両者の違いが見られない。
- 2) 傾斜境界部 ( $X/R = \pm 0.7$ ) では、1次元解析の方が2次元解析の結果を上回る（最大で3割程度）。
- 3) 平行層部分の中でも傾斜境界に近い地点 ( $X/R = \pm 0.4$ ) では、両者の違いは小さく、盆地中央部 ( $X/R = 0.0$ ) では、2次元解析の方が1次元解析の結果を上回る（最大で2割程度）。

### 5-3. 考 察

モデル TKO 1 とモデル TKO 2 の2つのモデルを設定し、周波数応答、時刻歴応答、応答スペクトルなどの点から、1次元解析との比較・検討を行った。ここでは、さらにそれぞれのモデルについての結果を比較し、共通点と相違点を以下にまとめる。

#### ※共通点

- 1) 伝達関数においては、1次元解析と2次元解析の結果には大きな違いが見られた。また、時刻歴応答においても傾斜境界より生成される表面波が伝播する様子が見られる。しかし、応答スペクトルにおいては、それぞれの結果の違いは強調されなくなる。
- 2) 時刻歴応答および応答スペクトルにおいて、傾斜境界部分では1次元解析の方が2次元解析の結果をやや上回り、平行層部分では2次元解析の方が1次元解析の結果をやや上回る。

#### ※相異点

- 3) 平行層部分の中でも2次元解析の応答が最も大きい地点は、モデル TKO 1 では傾斜境界に近い地表点であり、モデル TKO 2 では盆地中央付近である。
- 4) 応答スペクトルにおける2次元解析と1次元解析のそれぞれによる結果がどの程度違うかといえば、応答の大小は地表点によって逆転するが、モデル TKO 1 ではせいぜい1割程度、モデル TKO 2 では2割から3割程度である。

ここで、1) の理由としては、実際の観測記録が広域な周波数成分を持つことが挙げられる。周波数応答では、2次元解析と1次元解析のそれぞれの結果には大きな違いが見られても、時間領域の計算においては、広域な周波数成分を持つ入射波形のスペクトルを乗じることによって、この違いが周波数全域で平均化されてしまう。従って、時間領域の応答では2次元解析と1次元解析のそれぞれの結果の違いが周波数応答に比較して強調され難くなるためである。設計スペクトルは、地震動の不確定性をある程度覚悟して決定されていることを考えれば、地盤の不整形性が応答スペクトルに及ぼす影響が4) の述べた程度ならば、1次元解析でもよい近似となると言える。

また、3) のモデルにより最大応答の出現する地表点が異なる理由としては、モデル TKO1 とモデル TKO2 との形状比  $H/2R$  の違いと沖積層の減衰性が挙げられる。2つのモデルは盆地の最大深さ  $H$  が同じでも、盆地幅  $2R$  が異なるため、幅の小さいモデル TKO2 の方が  $H/2R$  が大きくなり、モデル TKO1 に比較して相対的に深い堆積盆地となる。従って、傾斜境界に入射した波動の盆地中央への屈折も大きく、波動の集中現象は、モデル TKO1 では平行層部分の中でも傾斜境界に近い地表点で見られるのに対して、モデル TKO2 では盆地中央部において見られるものと考えられる。また沖積層の減衰性のために、傾斜境界より生成される表面波は盆地の幅の広いモデル TKO1 の方がモデル TKO2 に比較して、盆地中央まで長い距離を伝播することになるために振幅が減少しやすいことも一因である。

なお、ここでは、地盤の不整形性が地震動に与える影響を評価するために、伝達関数、時刻歴応答に加えて、工学的に重要な応答スペクトルを用いた。しかし、応答スペクトルは構造物の弾性応答の最大値を意味するため、地表動の主要動部分で決定されやすく、傾斜境界より発生される表面波は応答スペクトルに反映されにくい。従って、地盤の不整形性が構造物の地震被害に与える影響を評価するには、応答スペクトルによるよりも、特定の構造物を対象として、その復元力特性を考慮した弾塑性応答による塑性率や累積塑性率による方が有効であろう。

## 6. まとめ

本論文は、実際の堆積盆地を念頭に置いて解析条件を設定した上で、その地震動特性の基本的な性質を調べるために、2次元 AL 法により解析を行ったものである。

まず、盆地の形状、沖積層の減衰性、物性間のコントラスト、入射角などが堆積盆地の地震動特性にどのような影響を与えるのかについて、系統だったパラメトリック・スタディを行った。その結果、以下のような知見を得た。

- 1)  $H/2R$ ,  $\kappa$ ,  $\theta$  が大きくなるにつれて、2次元解析と1次元解析によるそれぞれの結果に見られる違いは大きくなる。
- 2)  $H/2R$  が大きくなるにつれて、傾斜境界において生成される表面波が、直達波部分に重なり合うようになり、特に  $H/2R=0.2$  の場合には盆地全体が同位相で挙動する共振的な現象が生じている。
- 3)  $\kappa$  が大きくなるにつれて、表面波の振幅が大きくなり、さらに波動が盆地内に閉じこめられるために、継続時間が長くなる。
- 4)  $\theta$  が大きくなるにつれて、傾斜境界に入射した波動が屈折して、盆地中央をはさんで反対側に波動エネルギーが集中する現象が見られた。

次に、比較的薄い堆積盆地の傾斜境界で生成される表面波に着目して、盆地内に伝播する表面波の伝播速度、直達波との振幅の比較、振幅の周期依存性などについて検討した。その結果、以下のような知見を得た。

- 5) 傾斜境界において生成される表面波の伝播速度は、盆地の平行層部分の地下構造について得られる理論上の表面波の位相速度におおむね一致する。

- 6) 表面波の振幅レベルは、ニアリー相の近傍で最大となり、直達波の振幅レベルに近く傾向がある。特にインピーダンス比が大きい場合には、表面波の最大振幅が直達波の最大振幅を越えることもある。
  - 7) 沖積層の減衰性が大きくなると、直達波に比べて、伝播経路の長い表面波の方が、振幅の減少が大きい。
- 最後に、東京都区部に見られる典型的な沖積谷を対象として、地盤の不整形性が地震動特性に与える影響について解析的に検討を行った。その結果、次のような知見を得た。
- 8) 比較的広い沖積谷（例えば根津付近や外神田付近）においても、比較的狭い沖積谷（例えば白山付近）においても、地盤の不整形性による影響が見られ、地表動の強さに強弱を与えることがわかった。
  - 9) 応答スペクトルにおける2次元解析と1次元解析のそれによる結果の違いを検討したところ、応答の大小は地表点によって逆転するものの、比較的浅い沖積谷ではせいぜい1割程度、比較的深い沖積谷では2割から3割程度であることがわかった。これより、現実の地震動の応答スペクトルでは、1次元解析を用いても、大局的にはよい近似となるいえよう。

### 謝 辞

本研究を行うにあたり、東京大学地震研究所東原紘道先生、工藤一嘉先生の両氏に多岐にわたり貴重なご助言を頂きました。また、工藤先生には表面波の理論分散曲線を計算するプログラムを使用させて頂きました。実際AL法による解析を行う際には、プログラムの作成やパラメータの設定などに関して、東京大学地震研究所の嶺嶽一起先生、(財)大阪土質試験所の香川敬生氏の両氏に有益なご助言を頂きました。ここに記して、各位に謝意を表したいと思います。なお本研究における数値解析にはすべて東京大学地震研究所地震予知情報センターの HITAC-M280H を、末端回線用ソフト“ETERM”（作成者：嶺嶽・鷹野両氏）を介して使用しました。

### 参 考 文 献

- AKI, K. and K. L. LARNER, 1970, Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, **75**, 933-954.
- BARD, P.-Y. and M. BOUCHON, 1980a, The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263-1286.
- BARD, P.-Y. and M. BOUCHON, 1980b, The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1921-1941.
- BARD, P.-Y. and M. BOUCHON, 1985, The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 519-541.
- DRAVINSKI, M., 1980, Scattering of elastic waves by an alluvial valley of arbitrary shape, USC, Report No. CE 80-06.
- 堀家正則, 1987, 複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震動応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の地震動の特性, 地震, 第2輯, **40**, 247-259.
- KOKETSU, K., 1987, Synthetic seismograms in realistic media: a wave-theoretical approach, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **62**, 201-245.

入倉孝次郎, 1977, 地震の震動特性評価の際の地形の影響, 京都大学防災研究所年報, **20**, B-1, 1-11.

SÁNCHEZ-SESSMA, F. J. and J. A. ESQUIVEL, 1979, Ground motion on alluvial Valley under incident plane SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 1107-1120.

鳥海 熱, 1980, あとゆれの伝達経路について, 日本建築学会学術講演梗概集, 487-488.

TRIFUNAC, M. D., 1971, Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., **61**, 1755-1770.

WONG, H. L. and M. D. TRIFUNAC, 1974, Surface motion of a semi-elliptical alluvial valley for incident plane SH Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 1389-1408.

東京都土木技術研究所, 「東京都地盤地質図(23区内)」.

東京都防災会議, 「東京都区の地盤のレスポンス及び震度分布に関する調査研究」.

東京都防災会議, 「東京都区部における地震被害の想定に関する報告書」.

*Response Analyses of Sediment-Filled Valleys due to Incident  
Plane Waves by Two-Dimensional Aki-Larner Method*

Michihiro OHORI\* and Tadao MINAMI

Earthquake Research Institute

In the last two decades, many works have been done for studying the effect of surface or subsurface irregularities on ground motion so as to explain very localized and strong variations in large earthquakes damage distributions. Many papers are concerned with the seismic behavior of sediment-filled valleys. But many authors calculated the responses of analytical models with shape ratio (depth to width) larger than that of an actual sediment-filled valley, e.g. Trifunac, 1971; Wong and Trifunac, 1974; Sanchez-Sesma and Esquivel, 1979; Dravinski, 1980; et al., in which it is larger than 0.2. As for the shape ratio of the actual sediment-filled valleys, for large-scaled valleys, e.g. Mexico basin, Kyoto basin and Odawara basin, it is usually less than 0.1. For small-scaled valleys, e.g. many alluvial valleys between loam-layered hills in the city area of Tokyo Metropolis, it is about 0.03 on the average and about 0.1 maximum. It is hard to find a valley with shape ratio larger than 0.2, except in an artificial case. Therefore, it is necessary to investigate the seismic responses of shallow sediment-filled valleys with shape ratio smaller than 0.2. In this paper, we analyzed responses of sediment-filled valleys with realistic analytical conditions due to incident plane waves by use of the two-dimensional Aki-Larner method.

First, we studied the effect of various parameters of sediment-filled valleys on the seismic motion (e.g. the shape ratio, impedance ratio, damping factors of alluvium, incident angle and length of dipping layer). In the fundamental case, a cosine-shaped valley is used. Then, the shape ratio is set to 0.1 and the impedance ratio between alluvium and deluvium is set to 3.0. The Ricker wavelet is used as input motion with a predominant period of  $T_1 (=4H/\beta_1)$ . Then the above parameters were varied within realistic ranges. Some conclusions are as follows.

- 1) The surface wave generated at the dipping interface arrives at the center of the valley after the direct wave. As the shape ratio increases, the arrival time of the surface wave approaches that of the direct wave. At a shape ratio of 0.2, resonance over the whole valley occurs.
- 2) High impedance ratio has the effect of increasing the amplitude level of the surface wave and keeps the seismic energy in the valley. So, according as the impedance ratio increases, the duration becomes longer.
- 3) As the incident angle becomes larger, the distribution of seismic energy has very strong variations and the largest amplification occurs at the side opposite the incident side.

Second, we studied the responses of shallow valleys. In our analytical model, shape ratio was set to 0.03. Damping factors, incident angles, impedance ratios, and incident wave types were varied to see their effects on generation of surface waves. The Ricker wavelet was used as input motion with predominant periods varying from 1.0 sec to 4.0 sec. We calculated the time histories of ground motions, obtained the propagation velocity of surface waves which were generated at the irregular interface of the valley, and compared the maximum amplitudes of the surface waves with those of direct waves. Some conclusions are as follows.

- 4) The propagation velocity of surface wave generated at the edge of valleys approximately corresponds to the theoretical phase velocity for the ground structure in the

\* Now at Technical Research Institute, Obayashi Corporation.

center of the valley.

5) Maximum amplitudes of surface waves occur at the frequency corresponding to Airy phases, and their values approach the amplitudes of direct waves. Especially, in the case of high impedance ratios, amplitudes of surface waves are slightly larger than those of direct waves.

6) Damping factors of alluvium decrease amplitudes of surface waves more strongly than those of direct waves because of the difference between the path lengths of each wave.

Third, we calculated the responses of two typical alluvial valleys seen in the city area of Tokyo Metropolis. One is in Nezu and Soto-Kanda (Model TKO 1), which has 400 m width and 10 m depth (shape ratio=0.025), and the other is in Hakusan (Model TKO 2), which has 100 m width and 10 m depth (shape ratio=0.1). A two-layer sediment-filled valley was used as the analytical model. The impedance ratio between alluvium and deluvium is 6.0. Microzonation maps for this area have been made by the Haskell method. We calculated the responses in both frequency and time domains and compared with results obtained by the Haskell method. The NS-component of Tokyo 101 was used as input motion. Elastic response spectra with damping factor 2.0% were also calculated. Some conclusions are as follows.

7) The responses of both typical alluvial valleys show that the effect of subsurface irregularities generates large amplification and significant spatial variations in the ground motion. If we need finer microzoning, it will be necessary to calculate the ground amplifications by two-dimensional analyses to take these features into consideration.

8) The response spectrum show that it depends on the surface location whether the peak value of two-dimensional analyses is larger than that of one-dimensional analyses or not. But in the case of Model TKO 1 (shallow valley), the difference is less than 10% and in the case of Model TKO 2 (deep valley), it is less than from 20% to 30%.